



**Joana Nunes Amaral Gonçalves Ferreira**

Licenciada em Conservação e Restauro

**Foraminíferos de Montemayor-1 (Huelva, Espanha)  
e inferência das mudanças climáticas  
de há 5,6 a 5,5 Ma**

Dissertação para a obtenção do Grau de Mestre em  
Paleontologia

Orientador: Professor Doutor Francisco J. Sierro, Universidade de Salamanca  
Co-orientador: Professor Doutor Paulo Legoinha, Universidade Nova de Lisboa

**Setembro  
2016**



UNIVERSIDADE NOVA DE LISBOA  
Faculdade de Ciências e Tecnologia

UNIVERSIDADE DE ÉVORA  
Escola de Ciências e Tecnologia

**Foraminíferos de Montemayor-1 (Huelva, Espanha)  
e inferência das mudanças climáticas  
de há 5,6 a 5,5 Ma**

Joana Nunes Amaral Gonçalves Ferreira

Setembro  
2016



## **Foraminíferos de Montemayor-1 (Huelva, Espanha) e inferência das mudanças climáticas de há 5,6 a 5,5 Ma**

A Faculdade de Ciências e Tecnologia e a Universidade Nova de Lisboa têm o direito, perpétuo e sem limites geográficos, de arquivar e publicar esta dissertação através de exemplares impressos reproduzidos em papel ou de forma digital, ou por qualquer outro meio conhecido ou que venha a ser inventado, e de a divulgar através de repositórios científicos e de admitir a sua cópia e distribuição com objetivos educacionais ou de investigação, não comerciais, desde que seja dado crédito ao autor e editor.



## **Agradecimentos**

Quero demonstrar o meu apreço, reconhecimento e gratidão aos meus orientadores e respetivas instituições, o professor Paulo Legoinha (FCT-UNL) e o professor Francisco Sierro (Universidade de Salamanca), pois sem eles a realização desta dissertação não se teria tornado uma realidade.

Ao professor Paulo Legoinha quero agradecer primeiramente o seu forte incentivo desde o dia em que o contactei para me inscrever no curso de Mestrado em Paleontologia da FCT-UNL. Quero ainda expressar a minha gratidão por ter possibilitado o contacto com o professor Francisco Sierro da Universidade de Salamanca e por toda a orientação, sugestões, correções e revisões, pelo apoio e pela disponibilidade prestados ao longo deste trabalho.

Ao professor Francisco Sierro quero agradecer profundamente todos os conhecimentos que me transmitiu, nomeadamente na identificação de foraminíferos planctónicos, sua taxonomia e sistemática, paleoecologia e biostratigrafia. A sua experiência e apoio constante durante a fase de identificação dos foraminíferos foram fundamentais para a correta interpretação dos resultados deste estudo, bem como os seus ensinamentos e esclarecimentos relativos aos movimentos de origem astronómica e à ciclostratigrafia. Por fim, quero agradecer a hospitalidade e simpatia aquando das minhas duas idas a Salamanca ao seu encontro.

Quero também agradecer ao engenheiro Carlos Galhano (DCT/FCT-UNL) pelo auxílio na obtenção das fotografias das espécies de foraminíferos planctónicos no microscópio electrónico da FCT-UNL e ao professor Paulo Legoinha pelo auxílio na edição e tratamento gráfico das imagens.

Aos meus pais e família, incentivadores da minha coragem, dirijo um agradecimento especial, por serem modelos de perseverança, pelo apoio incondicional que sempre me prestaram, pela amizade e paciência.

Finalmente, aos meus amigos, que quer pela confidencialidade, quer pela companhia, curiosidade ou incentivo, me ajudaram ao longo deste percurso.

A todos, muito obrigada.





## Resumo

Um estudo geoquímico realizado recentemente na sondagem de Montemayor-1, perto de Moguer no sul Espanha, indicou a existência de uma série de ciclos sedimentares, cuja origem poderia estar relacionada com variações cíclicas de carácter astronómico. Especificamente, o estudo reconheceu a alternância entre períodos secos e húmidos. Estes últimos caracterizaram-se pela maior precipitação na Península Ibérica, que deixou um maior teor de componentes detríticos nos sedimentos marinhos. Nos períodos secos, a contribuição de sedimentos siltosos, devido à escassez de vegetação e maiores taxas de erosão, foi dominante. Estes ciclos têm sido associados ao ciclo de precessão do eixo da Terra. Estas alternâncias correspondem também às variações cíclicas registadas pelos isótopos de oxigénio medido em foraminíferos planctónicos.

No entanto, o impacto que as mudanças climáticas de origem astronómica tiveram nas associações de foraminíferos planctónicos permanecia desconhecido, fornecendo a motivação para o presente estudo, que incidiu sobre as associações de foraminíferos planctónicos durante o final do Messiniano, suas ciclicidades e especialmente as flutuações na abundância relativa de espécies planctónicas de águas quentes e frias. As possíveis ciclicidades observadas foram comparadas com os resultados geoquímicos obtidos nos sedimentos, nomeadamente com as variações da composição química e com as variações do registo isotópico, bem como com as ciclicidades dos parâmetros astronómicos (excentricidade, obliquidade e precessão).

As oscilações das associações de foraminíferos planctónicos e a sua abundância nos sedimentos refletem um aumento progressivo da temperatura das águas (superficiais e profundas), evoluindo de um ambiente mais frio para temperado quente, voltando no topo da secção analisada a tendência para o arrefecimento. Há predomínio de espécies de águas frias durante as glaciações TG 14 e TG 12, bem como se regista um aumento máximo da abundância de espécies tropicais em cinco momentos, período relacionável com o dos ciclos de precessão do eixo da Terra (~19 mil anos) e coincidentes com o registo dos mesmos.

**Palavras-chave:** *Montemayor-1; Foraminíferos planctónicos; Messiniano superior; Ciclos de precessão; Mudanças climáticas.*

## Abstract

A geochemical study recently carried out in core Montemayor-1, close to Moguer in Southern Spain, has pointed out the existence of a series of sedimentary cycles, whose origin could be related to astronomical cyclical variations. Specifically, the study recognized alternating wet and dry periods. The former were characterized by higher rainfall in the Iberian Peninsula that left a higher content of clay and carbonate in marine sediments. In the dry periods, the contribution of silts, due to the lack of vegetation and higher erosion rates, was dominant. These cycles have been linked to the precession cycle of Earth's axis. These alternations also correspond to cyclic variations in oxygen isotopes measured in planktonic foraminifera.

However, the impact that climate change had in planktonic foraminifera associations was unknown. This provided the motivation for the present study, which focuses on the planktonic foraminifera associations during the late Messinian, their cyclicities and especially the fluctuations in the relative abundance of warm and cold water planktonic species. The possible changes observed were compared with the geochemical results obtained in the sediments, namely with the changes in chemical composition and with the cyclicities of the isotopic record, and also with the cyclicities of the astronomical parameters (eccentricity, obliquity and precession).

Fluctuations of planktonic foraminifera associations and their abundance in the sediments reflect a gradual increase in the water temperature (shallow and deep), evolving from a cooler environment to warm temperate, coming on top of the section analyzed the trend for cooling. There is a predominance of cold species during glaciations TG 14 and TG 12, and registers a maximum increase in the abundance of tropical species in five times, relatable period with the precession cycles of the Earth's axis (~ 19,000 years) and coincident with their record.

**Keywords:** *Montemayor-1; Planktonic foraminifera; late Messinian; Precession cycles; Climate changes.*



## Índice de matérias

1. Introdução .....	1
1.1. Âmbito do estudo .....	1
2. Enquadramento geológico.....	5
2.1. Bacia de Guadalquivir .....	5
2.2. Sondagem Montemayor-1 .....	6
3. Objetivos .....	9
4. Materiais e métodos .....	11
5. Foraminíferos planctónicos .....	13
5.1. Introdução .....	13
5.2. Classificação.....	13
5.3. Sistemática, descrição, distribuição estratigráfica e paleoecologia.....	16
6. Paleoceanografia e indicadores paleoceanográficos .....	33
6.1. Introdução.....	33
6.2. Isótopos de oxigénio .....	34
6.3. Isótopos de carbono .....	35
6.4. Paleoceanografia .....	37
7. Astrocronologia, ciclostratigrafia e cronostratigrafia .....	39
7.1. Parâmetros e ciclos astronómicos.....	39
7.1.1. Obliquidade .....	39
7.1.2. Excentricidade .....	40
7.1.3. Precessão.....	41
7.2. Radiação solar incidente.....	42
8. Resultados .....	43
9. Discussão.....	61
9.1. Associações de foraminíferos planctónicos e isótopos de oxigénio .....	61
9.2. Foraminíferos por grama e análise de componentes principais (PC1U) de Fluorescência de raios X (XRF).....	63
9.3. Parâmetros astronómicos.....	66
9.4. Mudanças climáticas.....	69
10. Conclusões .....	73
11. Bibliografia.....	75



## Índice de figuras

<b>Figura 1.1:</b> Representação esquemática da região do Estreito de Gibraltar, com a localização dos corredores Béticos e Rifenhos e das bacias neogénicas, com as localizações das expedições ODP Leg 339 e da sondagem de Montemayor-1. Adaptado de Van den Berg <i>et al.</i> , (2015).....	<b>2</b>
<b>Figura 2.1:</b> Representação geológica da Bacia de Guadalquivir e da região do sul de Espanha, com indicação da localização da sondagem de Montemayor-1. Adaptado de Pérez-Asensio <i>et al.</i> , (2012a).....	<b>5</b>
<b>Figura 2.2:</b> Coluna litostratigráfica e enquadramento magnetostratigráfico da sondagem de Montemayor-1. Magnetostratigrafia segundo ATNTS2004 (Lourens <i>et al.</i> , 2004). Biostratigrafia baseada nos bioeventos de foraminíferos planctónicos de Sierró <i>et al.</i> , (1993). Adaptado de Pérez-Asensio (2012).....	<b>7</b>
<b>Figura 5.1:</b> Classificação morfológica da classe Foraminifera. Adaptado de Loeblich & Tappan (1992) e Sen Gupta (1999b). Morfologia segundo Loeblich & Tappan (1987) e Hemleben <i>et al.</i> , (1989). Adaptado de Sears (2011). ....	<b>14</b>
<b>Figura 5.2:</b> Filogenia de inferência bayesiana SSU rDNA de foraminíferos bentónicos e planctónicos. A filogenia baseia-se no fragmento de terminais parcial 3' do gene SSU rDNA. Adaptado de Sears (2011). ....	<b>15</b>
<b>Figura 6.1:</b> (a) Padrões de circulação e salinidade atual na região do Mediterrâneo, baseado em Wüst, (1961). (b) Padrões de circulação atuais na zona este do Oceano Atlântico e no Mar Mediterrâneo, baseado em Hernández-Molina <i>et al.</i> , (2011) e Pinardi & Masetti, (2000). Adaptado de Pérez-Asensio <i>et al.</i> , (2012a).....	<b>37</b>
<b>Figura 7.1:</b> Variação da obliquidade do eixo da Terra, em graus, nos últimos 10 milhões de anos, de acordo com o modelo nominal La2004 (Laskar <i>et al.</i> , 2004). ....	<b>40</b>
<b>Figura 7.2:</b> Variação da excentricidade orbital da Terra nos últimos 10 milhões de anos, de acordo com o modelo nominal La2004 (Laskar <i>et al.</i> , 2004). ....	<b>41</b>
<b>Figura 7.3:</b> Variação do índice de precessão do eixo da Terra nos últimos 10 milhões de anos, de acordo com o modelo nominal La2004 (Laskar <i>et al.</i> , 2004).....	<b>42</b>
<b>Figura 8.1:</b> Percentagens relativas das espécies do género <i>Globigerina</i> : <i>G. bulloides</i> , <i>G. apertura</i> , <i>G. druryi</i> e <i>G. nepenthes</i> e de <i>Turborotalina quinqueloba</i> . ....	<b>51</b>
<b>Figura 8.2:</b> Percentagens relativas das espécies do género <i>Globigerinoides</i> : <i>G. extremus</i> , <i>G. immaturus</i> , <i>G. quadrilobatus</i> , <i>G. triloba</i> e <i>G. sacculifer</i> . ....	<b>52</b>
<b>Figura 8.3:</b> Percentagens relativas das espécies pertencentes ao género <i>Neogloboquadrina</i> : <i>N. acostaensis</i> (dextrógiras e sinistrógiras) e <i>N. atlantica</i> . ....	<b>53</b>
<b>Figura 8.4:</b> Percentagens relativas das espécies pertencentes ao género <i>Globorotalia</i> : <i>G. margaritae</i> , <i>G. menardii</i> e <i>G. scitula</i> . ....	<b>54</b>
<b>Figura 8.5:</b> Percentagens relativas das espécies pertencentes ao género <i>Globigerinella</i> : <i>G. aequilateralis</i> , <i>G. obesa</i> e <i>G. calida</i> . ....	<b>55</b>
<b>Figura 8.6:</b> Percentagem relativa de <i>Orbulina universa</i> , <i>Sphaerodinellopsis seminulina</i> , <i>Dentoglobigerina altispira altispira</i> e <i>Globigerinita glutinata</i> . ....	<b>56</b>

<b>Figura 8.7:</b> Percentagens relativas das associações de foraminíferos planctónicos de água fria, água temperada e água tropical em função da profundidade da sondagem de Montemayor-1.....	<b>57</b>
<b>Figura 8.8:</b> Número de foraminíferos planctónicos por grama de sedimento seco em função da profundidade da sondagem de Montemayor-1. ....	<b>59</b>
<b>Figura 9.1:</b> Relação entre a profundidade da sondagem de Montemayor-1 e a idade dos sedimentos baseados na ciclostratigrafia e magnetostratigrafia de Van den Berg <i>et al.</i> , (2015). ....	<b>61</b>
<b>Figura 9.2:</b> Registo isotópico bentónico e planctónico de oxigénio da sondagem de Montemayor-1 de Pérez-Asensio <i>et al.</i> , (2012a). ....	<b>62</b>
<b>Figura 9.3:</b> Percentagens relativas das associações planctónicas fria, temperada e tropical em função da idade dos sedimentos. ....	<b>62</b>
<b>Figura 9.4:</b> Curva resultante da análise de componentes principais (PC1U) de Van den Berg <i>et al.</i> , (2015). ....	<b>65</b>
<b>Figura 9.5:</b> Número total de carapaças de foraminíferos planctónicos por grama de sedimento seco em função da idade dos sedimentos. ....	<b>65</b>
<b>Figura 9.6:</b> Variação dos parâmetros astronómicos terrestres entre os 5,6 Ma e os 5,5 Ma de acordo com o modelo nominal La2004 (Laskar <i>et al.</i> , 2004) e variações da associação planctónica tropical.. ....	<b>68</b>
<b>Figura 9.7:</b> Comparação da abundância das associações planctónicas, registo isotópico, PC1U e movimento de precessão do eixo da Terra. ....	<b>70</b>

## **Índice de estampas**

<b>Estampa I:</b> Fotografias em microscópio electrónico dos foraminíferos planctónicos da sondagem de Montemayor-1.....	<b>31</b>
--	-----------

## **Índice de tabelas**

<b>Tabela 1:</b> Número de foraminíferos planctónicos na fracção vista da amostra. ....	<b>45</b>
<b>Tabela 2:</b> Percentagem relativa de cada espécie em relação às restantes existentes em cada amostra. ....	<b>47</b>
<b>Tabela 3:</b> Percentagens relativas das associações fria, temperada e tropical. ....	<b>49</b>
<b>Tabela 4:</b> Número de foraminíferos planctónicos por grama de sedimento seco. ....	<b>50</b>
<b>Tabela 5:</b> Resumo das variações astronómicas, oscilações das associações planctónicas e mudanças climáticas que caracterizam o intervalo entre 5,6 e 5,5 Ma.	<b>71</b>



## Lista de abreviaturas e siglas

AMOC (*Atlantic Meridional Overturning Circulation*) – Inversão da Circulação Meridional Atlântica;

ATNTS2004 (*Astronomically-tuned Neogene Time Scale*) – Escala de tempo astronomicamente calibrada para o Neogénico;

ATS (*Astronomical Time Scale*) – Escala de Tempo Astronómica;

CAWIA (*Commission on Atomic Weights and Isotopic Abundances*) – Comissão de Pesos Atômicos e Abundâncias Isotópicas;

IGME (*Instituto Geológico y Minero de España*) – Instituto Geológico e Mineiro de Espanha;

LIW (*Levantine Intermediate Water*) – Água Intermediária do Levantino;

MSC (*Messinian Salinity Crisis*) – Crise de Salinidade do Mediterrâneo;

MTMY-1 – Montemayor-1;

MOW (*Mediterranean Outflow Water*) – Água mediterrânica;

N4 - N23 – Biozonas de foraminíferos do Neogénico, segundo Banner & Blow (1965);

N4B – Biozona de foraminíferos do Miocénico inferior, segundo Banner & Blow (1965);

NADW (*North Atlantic Deep Water*) – Corrente oceânica profunda do Atlântico Norte;

NBS (*National Bureau of Standards*) – Instituto Nacional de Padrões e Tecnologia, USA;

ODP (*Ocean Drilling Program*) – Programa de perfuração oceânica;

PF (*Planktonic Foraminifera*) – Bioeventos de foraminíferos planctónicos;

P22 – Biozona de foraminíferos do Oligocénico;

PDB (*Pee Dee Belemnite*) – Belemnite cretácica da formação *Pee Dee Formation*, USA;

PC1U (*First Principal Component, upper part*) – Análise de componentes principais 1, zona superior;

SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) – Padrão médio da água oceânica;

TG 14, TG 12 (*“pre-Thvera” Glaciations*) – Períodos glaciares *“pré-Thvera”*;

VPDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*) – Belemnite da formação *Pee Dee Formation*, USA;

VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*) – Padrão médio de Viena da água oceânica;

WMDW (*Western Mediterranean Deep Water*) – Corrente oceânica profunda do Mediterrâneo ocidental;

XRF (*X-Ray Fluorescence Analyses*) – Análise de Fluorescência de raios X.

## 1. Introdução

### 1.1. Âmbito do estudo

A Crise de Salinidade do Messiniano é um dos eventos mais dramáticos e fascinantes da história geológica e oceanográfica recente.

Num curto período de tempo, a circulação das massas de água entre o Oceano Atlântico e o Mar Mediterrâneo foi interrompida. O isolamento do Mediterrâneo causou a sua dissecação e a acumulação de uma sucessão de evaporitos com mais de um quilómetro de espessura (Van den Berg *et al.*, 2015). Além disso, a redução ou interrupção da circulação da massa de água proveniente do Mar Mediterrâneo para o Oceano Atlântico terá tido impacto não só na circulação deste último, como na circulação termoalina global e no clima, provocando o arrefecimento do hemisfério norte (Pérez-Asensio, 2012). Os processos tectónicos e as variações eustáticas globais são reconhecidos como instigadores da restrição da circulação das massas de água e do consequente isolamento do Mar Mediterrâneo (Pérez-Asensio *et al.*, 2012a; Pérez-Asensio *et al.*, 2013), no entanto a sua importância relativa permanece em debate.

No Messiniano o Mar Mediterrâneo e o Oceano Atlântico comunicavam através de dois estreitos principais, o Bético e o Rifenho, a SW de Espanha e a NW de Marrocos, respetivamente (Ryan, 2009; Flecker *et al.*, 2015). Para reconstruir a evolução destes corredores e as mudanças nos padrões das correntes que por eles passaram foram estudados locais de referência bem datados. A norte de Marrocos, as secções de Ain el Beida (Krijgsman *et al.*, 2004) e Loulja (Van der Laan *et al.*, 2006) representam o lado Atlântico do estreito Rifenho, enquanto Melilla (Van Assen *et al.*, 2006) e Zobzit (Krijgsman & Langereis, 2000) representam o lado Mediterrâneo. A sul de Espanha, a Bacia de Sorbas (Sierro *et al.*, 2001) serve como referência para o lado Mediterrâneo do estreito Bético e a Bacia de Guadalquivir para o lado Atlântico (figura 1.1) (Van den Berg *et al.*, 2015).

O último troço do estreito Bético a estar ativo foi o corredor de Guadalhorce, que fechou durante o Messiniano inferior, interrompendo o fluxo de água que atravessava os corredores a SW de Espanha e restringindo a circulação da mesma aos corredores a NW de Marrocos. Quando estes últimos fecharam, no Messiniano superior, a movimentação das massas de água cessou, causando o isolamento do Mar Mediterrâneo, despoletando a Crise de Salinidade do Messiniano e originando a precipitação de extensos evaporitos no Mediterrâneo (Pérez-Asensio *et al.*, 2012a).

A sondagem de Montemayor-1, perfurada na Bacia de Guadalquivir em Huelva, representa o lado Atlântico dos corredores Béticos. Datada com base em estudos magnetostratigráficos (Van den Berg *et al.*, 2015), tem sido alvo de vários trabalhos de investigação de carácter paleoecológico e paleoclimatológico, suportados por análises de isótopos estáveis (Pérez-Asensio *et al.*, 2012a), análises palinológicas (Jiménez-Moreno *et al.*, 2013), pelo estudo das associações de foraminíferos bentónicos (Pérez-Asensio *et al.*, 2012b) e por outros estudos de carácter paleogeográfico e tectónico (Pérez-Asensio *et al.*, 2013). Complementados por outros trabalhos, nomeadamente no continente africano (Van der Laan *et al.*, 2006, 2012; Krijgsman *et al.*, 2004), estes estudos têm vindo a contribuir para a compreensão do papel dos processos tectónicos e das variações do nível do mar no fecho dos estreitos que faziam a ligação Atlântico-Mediterrâneo e que levaram à Crise de Salinidade do Messiniano, permitindo

igualmente conhecer as condições paleoambientais e paleoceanográficas que se fizeram sentir ao longo do Neogénico na região mediterrânea.

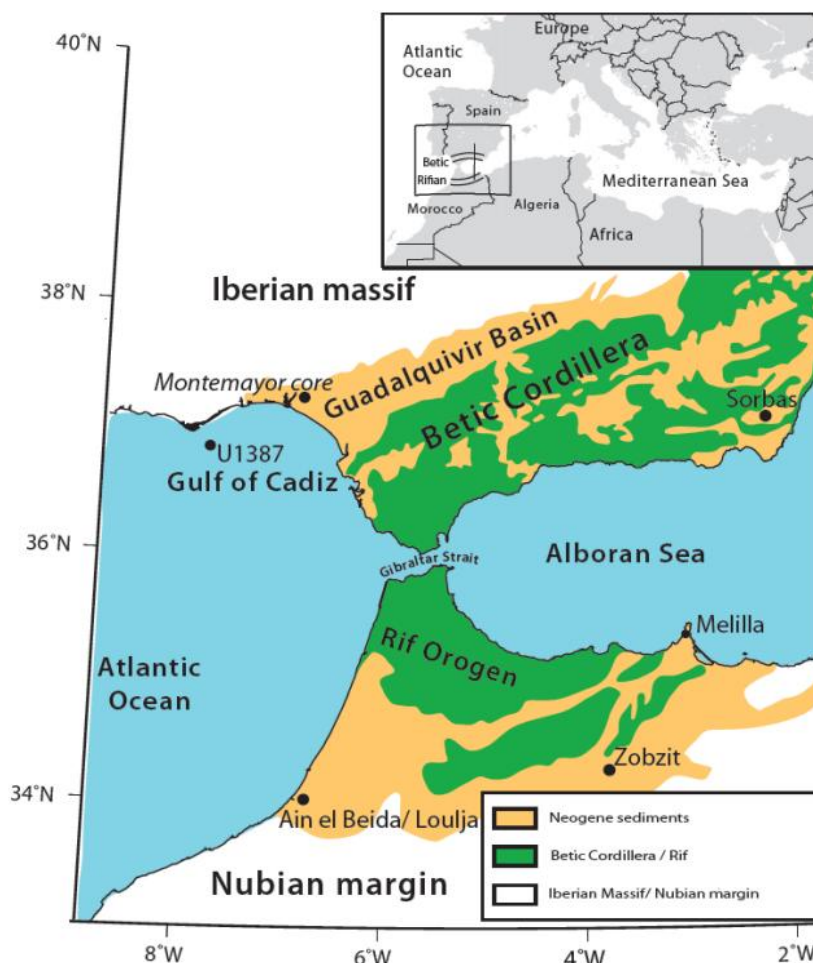


Figura 1.1: O mapa no canto superior direito mostra a localização dos corredores Béticos e Rifenhos. Em baixo está representada esquematicamente a região do Estreito Gibraltar e as bacias neogénicas, com as localizações das expedições ODP Leg 339 e da sondagem de Montemayor-1. Adaptado de Van den Berg *et al.*, (2015).

Recentemente, Van den Berg *et al.*, (2015), realizaram um estudo geoquímico à sondagem de Montemayor-1, efetuada na margem noroeste da Bacia de Guadalquivir, perto de Huelva no sul de Espanha. Neste estudo foram reconhecidas variações cíclicas na composição química dos sedimentos ao longo do Messiniano relacionadas com as variações dos parâmetros astronómicos orbitais, nomeadamente com o movimento de precessão do eixo da Terra. Quando a precessão é mínima (insolação máxima de verão no hemisfério norte), o clima é mais húmido e assiste-se a um aumento da pluviosidade na Península Ibérica que se traduz numa maior porção de argilas e carbonatos nos sedimentos marinhos. Quando a precessão do eixo da Terra é máxima (insolação mínima de verão no hemisfério norte), o clima é caracterizado por períodos mais secos em que a sedimentação é dominada por siltes. Estas alternâncias também correspondem com as variações cíclicas dos isótopos de oxigénio medidos em foraminíferos bentónicos e planctónicos (Pérez-Asensio *et al.*, 2012a).

O estudo de foraminíferos planctónicos e suas associações tem sido de importante relevância para diversas áreas da Paleontologia como a Paleoceanografia, Paleogeografia e para a Paleoclimatologia devido à sua grande abundância, diversidade ecológica e à rápida evolução e variação de algumas linhagens, fazendo destes organismos excelentes bioindicadores para a reconstrução de ecossistemas marinhos passados (Armstrong & Brasier, 2005).

Com este estudo pretende-se investigar as associações de foraminíferos planctónicos existentes durante o Messiniano na margem atlântica dos corredores Béticos e de que maneira as mudanças climáticas interferiram com as mesmas. Serão analisadas as possíveis ciclicidades das associações de foraminíferos, especificamente em relação à abundância relativa de espécies de águas quentes e frias, comparando os resultados obtidos com as análises geoquímicas realizadas aos sedimentos, com o registo isotópico e com as oscilações orbitais de origem astronómica.



## 2. Enquadramento geológico

### 2.1. Bacia de Guadalquivir

A Bacia de Guadalquivir, situada no sul na Península Ibérica, é uma importante depressão alargada, estendendo-se na direção ENE-OSO. É ladeada a norte por rochas Paleozóicas e Mesozóicas do Maciço Ibérico, a sul por rochas Mesozóicas e Cenozóicas da Cordilheira Bética e é aberta ao Oceano Atlântico do lado oeste. Desde os 800 metros de cota na sua zona mais oriental, assiste-se a um decréscimo topográfico gradual para oeste, atingindo o nível do mar nas províncias de Huelva e Cádiz (figura 2.1) (Civis *et al.*, 2004).

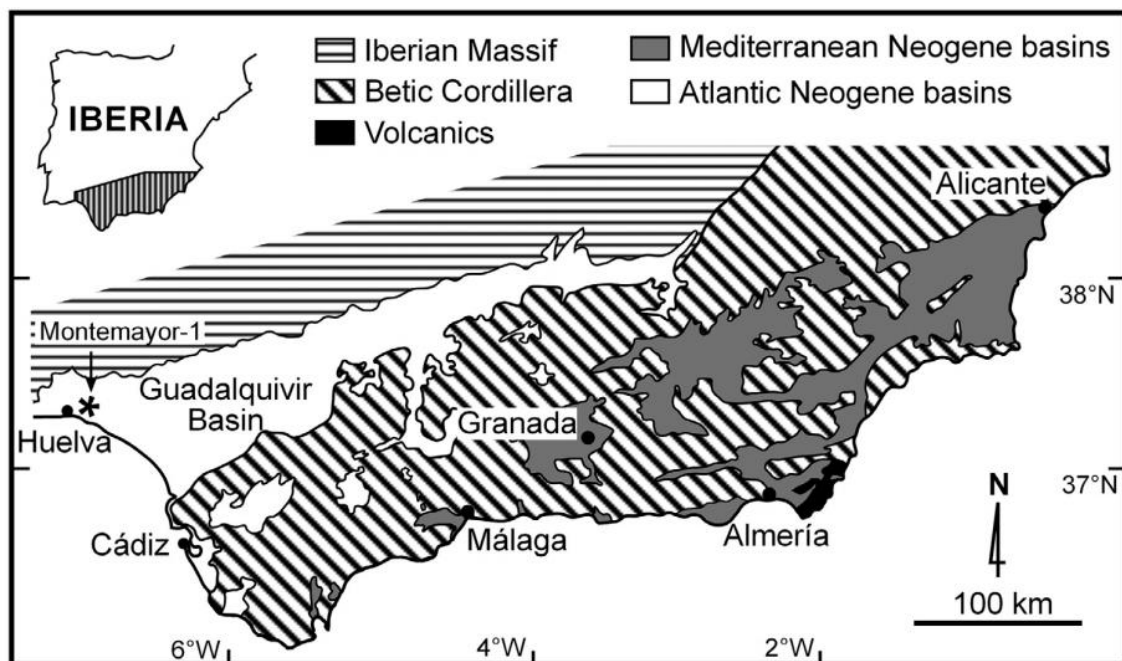


Figura 2.1: Representação geológica da Bacia de Guadalquivir e da região do sul de Espanha, com indicação da localização da sondagem de Montemayor-1. Adaptado de Pérez-Asensio *et al.*, (2012a).

É uma bacia neogénica que se desenvolveu entre as unidades externas da Cordilheira Bética, a sul, e o Maciço Ibérico, a norte. Formou-se devido à compressão da Cordilheira Bética durante o Miocénico inferior e evoluiu de ambiente marinho profundo a continental ao longo do Miocénico (Braga *et al.*, 2002), sendo quase inteiramente constituída por sedimentos não consolidados (Civis *et al.*, 2004) que se depositaram constantemente desde o Tortoniano Inferior ao Pliocénico superior (Sierro *et al.*, 1996; Braga *et al.*, 2002), continuando a sedimentação nos dias de hoje no Golfo de Cádiz (Civis *et al.*, 2004).

No Miocénico médio a conexão entre o Mar Mediterrâneo e o Oceano Atlântico começou a ser restringida a nordeste da Bacia de Guadalquivir devido ao progressivo levantamento da cadeia montanhosa bética, o que levou ao fecho do chamado Estreito Nórdico Bético. Depois do fecho deste estreito a Bacia de Guadalquivir estabeleceu-se como uma ampla bacia marinha aberta para o Oceano Atlântico (Sierro *et al.*, 1996).

O enchimento progressivo e contínuo da bacia produziu uma migração do seu depocentro na direção OSO e os sedimentos seus constituintes foram divididos em cinco sequências deposicionais (A-E) a partir da correlação de eventos de plâncton

calcário (Sierro *et al.*, 1996), que têm sido correlacionadas com ciclos de terceira-ordem (Haq *et al.*, 1987) da curva do nível do mar global.

Em Huelva e nas regiões mais ocidentais da bacia os sedimentos neogénicos marinhos foram divididos em quatro unidades litostratigráficas.

A unidade mais basal, com cerca de 30 m, a Formação de Niebla, é de idade tortoniana e compreende uma mistura de sedimentos calcários e siliclásticos que cobrem os sedimentos Paleozóicos-Mesozóicos do Maciço Ibérico. A segunda unidade litostratigráfica, a Formação Arcillas de Gibráléon, pertencente ao Tortoniano-Messiniano, começa com 2 a 4 m de glauconite siltosa e é composta por argilas de cor azul esverdeada. A terceira unidade litostratigráfica é a Formação Arenas de Huelva, com uma camada de cerca de 3 m de glauconite na sua base, é composta por siltes pliocénicos e areais muito fossilíferas acumuladas em ambiente marinho de pouca profundidade. Esta formação é sobreposta pela quarta unidade litostratigráfica que é a Formação Arenas de Bonares, constituída por areias do Pliocénico de cor acastanhada (Larrasoña *et al.*, 2014).

## **2.2. Sondagem Montemayor-1**

A sondagem de Montemayor-1 foi realizada pelo IGME (Instituto Geológico y Minero de España) em Novembro de 2001, perto da vila de Moguer, no sector mais ocidental da Bacia de Guadalquivir. Nesta zona da bacia as sequências sedimentares atingem o seu máximo em espessura e não foram afetadas pelos processos tectónicos, pelo que os sedimentos mantêm a sua posição horizontal de origem (Larrasoña *et al.*, 2014).

Esta sondagem tem 260 m de comprimento e é constituída por sedimentos marinhos com idades compreendidas entre o Tortoniano e o Zancleano, pertencentes às quatro unidades litostratigráficas que constituem a Bacia de Guadalquivir (figura 2.2). Na sua base é composta por 1,5 m de substrato argiloso avermelhado do Paleozóico e Mesozóico, seguido de uma camada de calcarenito arenoso com 0,5 m, correspondente à Formação de Niebla. A Formação Arcillas de Gibráléon (198 m) sobrepõe-se à anterior, apresentando na sua base uma camada de glauconite com 3 m de espessura. De seguida sobrevém a Formação Arenas de Huelva, composta por areias e siltes e com 42 m de espessura, que apresenta também uma camada com 3 m de glauconite na sua base. Por fim, esta formação é sobreposta por areias fossilíferas acastanhadas pertencentes à Formação Arenas de Bonares, com 14,5 m de espessura. A sondagem de Montemayor-1 atinge a base da bacia que é constituída por depósitos Tortonianos na base e por depósitos Quaternários nos metros mais superiores (Larrasoña *et al.*, 2014), apresentando três descontinuidades, a 258 m, 60 m e 18 m de profundidade.

A idade dos sedimentos que compõem a sondagem de Montemayor-1 é baseada em métodos magnetostratigráficos. O registo paleomagnético desta sondagem compreende desde a parte superior do crono C3Br2.2r (7,4 Ma) até ao limite C3n/C2Ar (4,3 – 4,2 Ma) (Larrasoña *et al.*, 2008). A datação magnetostratigráfica foi realizada através da escala temporal de polaridade geomagnética de Lourens *et al.*, (2004) (ATNTS2004) e a biostratigrafia é baseada nos eventos de foraminíferos planctónicos (PF) 3, 4 e 6 de Sierro *et al.*, (1996) e no primeiro aparecimento de *Globorotalia puncticulata*. Segundo estes autores o evento PF 3, que se correlaciona com o limite Tortoniano/Messiniano, define-se pela



substituição do grupo *Globorotalia menardii* II pelo grupo *Globorotalia miotumida*, o PF 4 corresponde à primeira ocorrência abundante de espécies dextróginas do grupo *Neogloboquadrina acostaensis* e o PF 6 à primeira ocorrência abundante de *Globorotalia margaritae*.

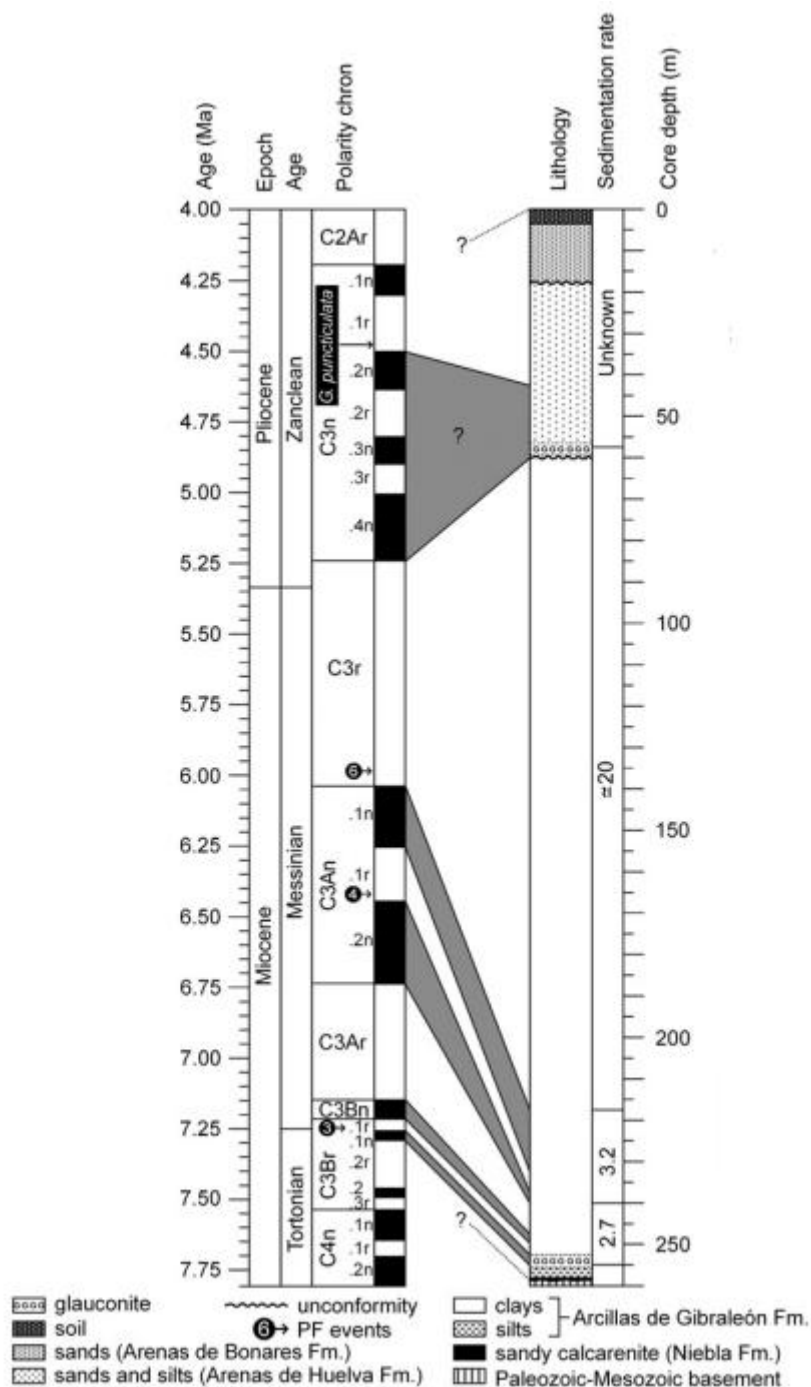


Figura 2.2: Coluna litostratigráfica e enquadramento magnetostratigráfico da sondagem de Montemayor-1. Magnetostratigrafia segundo ATNTS2004 (Lourens *et al.*, 2004). Biostratigrafia baseada nos bioeventos de foraminíferos planctónicos de Sierro *et al.*, (1993). Adaptado de Pérez-Asensio (2012).



### **3. Objetivos**

Com o presente estudo pretendem-se conhecer as associações de foraminíferos planctónicos existentes durante o Messiniano (5,6 a 5,5 Ma) na margem atlântica dos corredores Béticos, a SW de Espanha, na região do Estreito Gibraltar (sondagem Montemayor-1), bem como se ambiciona compreender de que forma as mudanças climáticas, possivelmente desencadeadas por parâmetros astronómicos cíclicos, como a excentricidade da órbita do planeta, o movimento de precessão do eixo da Terra e a sua obliquidade, interferiram com as comunidades de foraminíferos planctónicos.

Serão analisadas as possíveis ciclicidades das associações de foraminíferos, especificamente em relação à abundância relativa de espécies de águas tropicais, temperadas e frias. Será identicamente calculado o número de carapaças por grama de sedimento seco e os resultados obtidos serão comparados com trabalhos realizados por outros autores à sondagem de Montemayor-1, nomeadamente com o registo isotópico de oxigénio, com as análises XRF (Fluorescência de Raios X) realizadas aos sedimentos, com o registo palinológico e com o registo das variações dos parâmetros astronómicos.



#### 4. Materiais e métodos

Para o presente estudo foram selecionadas 35 amostras, cobrindo um intervalo de 17,5 m, desde os 182,5 m aos 165 m de profundidade da sondagem. Estas amostras pertencem à Formação Arcillas de Gibrleón, composta por siltes e argilas, sendo relativas a um intervalo de aproximadamente 100 mil anos (5,6 – 5,5 Ma). Todas as amostras foram lavadas, crivadas com um crivo de  $>150\ \mu\text{m}$ , secas no forno a  $50^{\circ}\text{C}$  e pesadas (com exceção das amostras Montemayor-1 170; Montemayor-1 170,15; Montemayor-1 171,7; Montemayor-1 172,45; Montemayor-1 177,5 e Montemayor-1 178 que não foram pesadas e portanto não servirão para o cálculo de foraminíferos por grama posteriormente). As amostras foram divididas com um microsplitter consoante a necessidade para a obtenção de sub-amostras com pelo menos 300 indivíduos. Os foraminíferos planctónicos foram contados e identificados segundo Kennett & Srinivisan (1983) e Sierro (1984). As amostras utilizadas para o presente estudo apresentam duas notações diferentes: as primeiras, MTMY-1, foram amostras retiradas da sondagem que foram pesadas, enquanto as amostras Montemayor-1 foram retiradas anteriormente da sondagem e não foram pesadas.

Foi calculada para cada amostra a percentagem de cada espécie em relação às restantes e o número de carapaças por grama de sedimento seco. Foi também calculada a percentagem de espécies de águas frias, temperadas e tropicais relativamente ao total de espécies em cada amostra. Para tal definiram-se como espécies de águas frias *Globigerina bulloides* e *Neogloboquadrina acostaensis*, como espécies de águas temperadas *Globigerina apertura*, *G. druryi*, *G. nepenthes*, *Orbulina universa*, *Dentoglobigerina altispira altispira*, *Globorotalia menardii* e *Globigerinella calida*, e como espécies de águas tropicais *Globigerinoides extremus*, *G. immaturus*, *G. quadrilobatus*, *G. triloba* e *G. sacculifer*.

As análises isotópicas ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$ ) efectuadas por Pérez-Asensio *et al.*, (2012a) foram realizadas em 10 indivíduos de *Cibicidoides pachydermus* para os foraminíferos bentónicos e em 20 indivíduos de *Globigerina bulloides* para os foraminíferos planctónicos, separados da fração superior a  $125\ \mu\text{m}$ . Os resultados são apresentados em  $\delta$  por mil na escala VPDB e a sua reprodutibilidade analítica é de  $< \pm 0.05\ ‰$  para  $\delta^{13}\text{C}$  e de  $< \pm 0.07\ ‰$  para  $\delta^{18}\text{O}$ .

Van den Berg *et al.*, (2015) mediram as variações cíclicas da composição química dos sedimentos em 527 amostras usando a técnica de Fluorescência de raios-X com um espectrómetro NITON XL3t900 GOLDD. As medições foram realizadas em “mining Cu/Zr mode” utilizando hélio para a deteção de elementos leves. Foram feitas 3 medições a cada amostra e foi ainda realizada uma calibração adicional usando o WD-XRF do IGME, onde as concentrações elementares foram determinadas utilizando MAGIX PANalytical equipado com um tubo Rh x-ray a 24 Kw. Os dados quantitativos foram obtidos através do software superQPANalytical e os autores efetuaram uma análise de componentes principais, em que PC1 explica 51% da variância total e PC2 37%. Na secção mais superior da sondagem (PC1U) a análise de componentes principais demonstrou oposição entre a predominância de Zr, Ti e Si, com a predominância de Ca, K, Fe, e Rb.



## **5. Foraminíferos planctónicos**

### **5.1. Introdução**

Os foraminíferos constituem uma ordem importante de organismos unicelulares eucariotas pertencentes aos protozoários rizópodes. São conhecidos desde o Câmbrio até ao presente, tendo atingido o seu apogeu durante o Cenozóico (Hemleben *et al.*, 1989).

O tecido mole (citoplasma) destes organismos é revestido por uma carapaça ou teca, que pode ser constituída por partículas aglutinadas ou composta por materiais segregados pelo próprio organismo, como alguns minerais (calcite, aragonite ou sílica) ou matéria orgânica. As carapaças dos foraminíferos podem conter apenas uma ou várias câmaras, geralmente com menos de 1mm de largura e todas conectadas por uma abertura interna, o forâmen, que dá o nome ao grupo (Armstrong & Brasier, 2005).

Quando o organismo morre, a sua carapaça é depositada no fundo do oceano, contribuindo para a formação dos sedimentos. A abundância das carapaças dos foraminíferos tanto nos oceanos como nos sedimentos marinhos pode variar bastante, desde a sua quase inexistência até à formação de rochas compactas.

Além da sua contribuição para a formação de sedimentos marinhos, os foraminíferos habitam uma grande diversidade de ambientes, desde os terrestres aos marinhos profundos, e dos pólos aos trópicos, pelo que a ampla ocorrência destes organismos nos oceanos faz deles um importante grupo para o estudo de ecossistemas marinhos passados e actuais.

O registo fóssil dos foraminíferos planctónicos é excecional, abrangendo aproximadamente 180 milhões de anos. É este registo contínuo e facilmente interpretável que confere aos foraminíferos planctónicos a sua utilidade na reconstrução de climas e condições ecológicas passadas. As sondagens realizadas aos sedimentos marinhos oceânicos providenciam informação sobre associações de foraminíferos (como a abundância relativa de espécies e composição das associações) ao longo de determinados intervalos de tempo. Assumindo que as espécies de foraminíferos atuais respondem às variações ambientais da mesma maneira que as espécies extintas, conhecendo os hábitos ecológicos das mesmas, é possível estimar as condições climáticas e ecológicas que existiram durante um certo intervalo de tempo (Hemleben *et al.*, 1989; Seeers, 2011).

### **5.2. Classificação**

A classificação geralmente aceite para os foraminíferos é baseada no trabalho de Loeblich & Tappan (1988). Tradicionalmente tem como base as características morfológicas das carapaças ou tecas dos foraminíferos. A composição e a estrutura das carapaças, a textura e a ornamentação da parede, o número e a forma das câmaras, a existência ou não de aberturas e as suas posições, entre outros caracteres, são os parâmetros utilizados na definição dos grupos taxonómicos para estes organismos (figura 5.1) (Armstrong & Brasier, 2005; Seeers, 2011).

Em termos evolutivos, bem como as hipóteses existentes para as relações filogenéticas entre os vários grupos de foraminíferos implicam, pensa-se que tenha ocorrido uma transformação progressiva da carapaça do organismo desde a sua forma mais primitiva (membranosa), até à aglutinada e finalmente segregada carapaça

calcária. Recentes avanços no estudo da sistemática molecular e de análises cladísticas têm vindo a desafiar muitas das hipóteses tradicionais respectivas à origem dos foraminíferos e a complementar o conhecimento das relações filogenéticas entre os vários taxa e os mecanismos evolutivos inerentes.

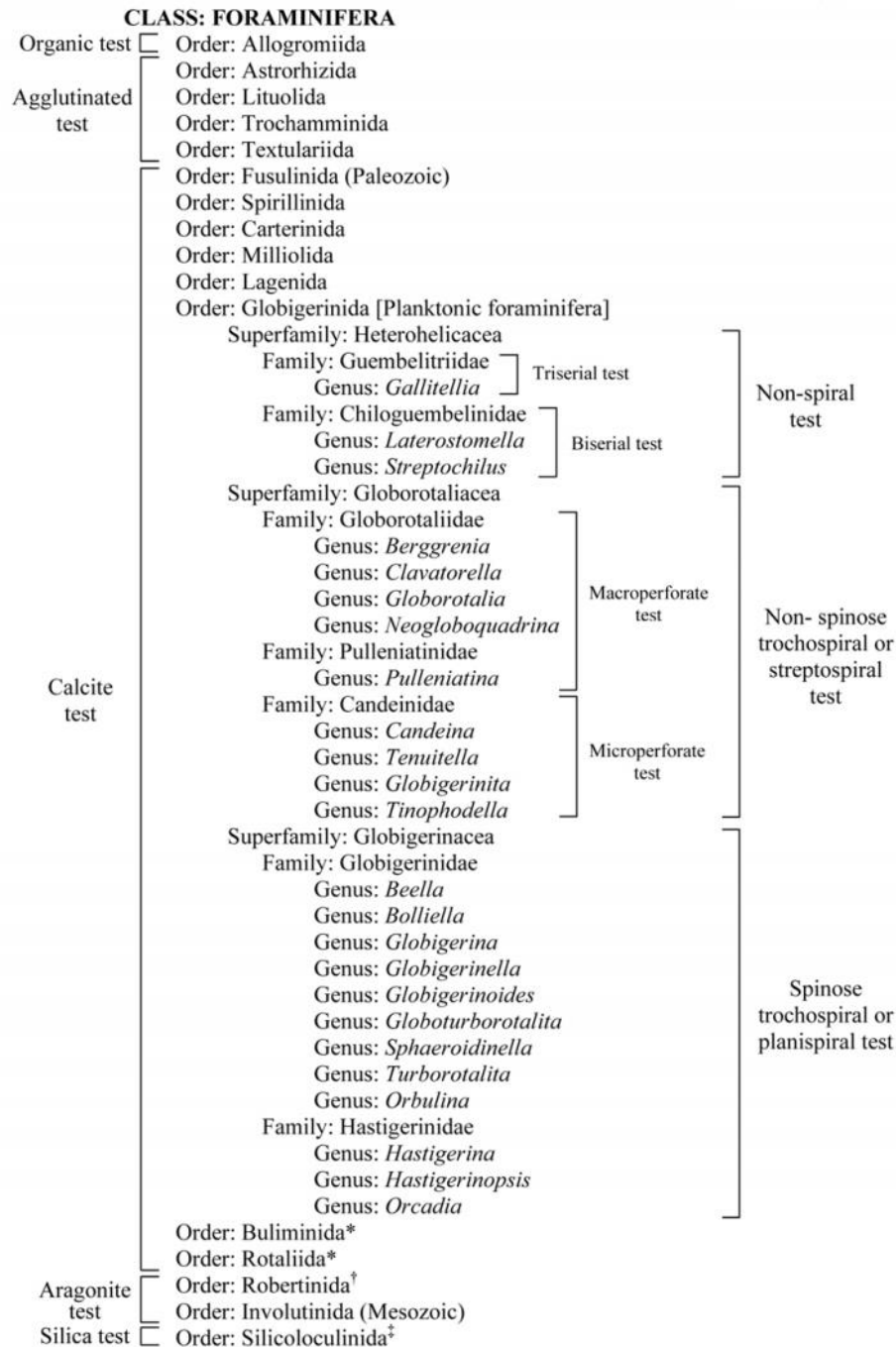


Figura 5.1: Classificação morfológica da classe Foraminifera. Adaptado de Loeblich & Tappan (1992) e Sen Gupta (1999b). Morfologia segundo Loeblich & Tappan (1987) e Hemleben *et al.*, (1989). A ordem Globigerinida, que representa os foraminíferos planctónicos, está expandida para mostrar todas as superfamílias extintas, com exemplos de géneros. Adaptado de Sears (2011).



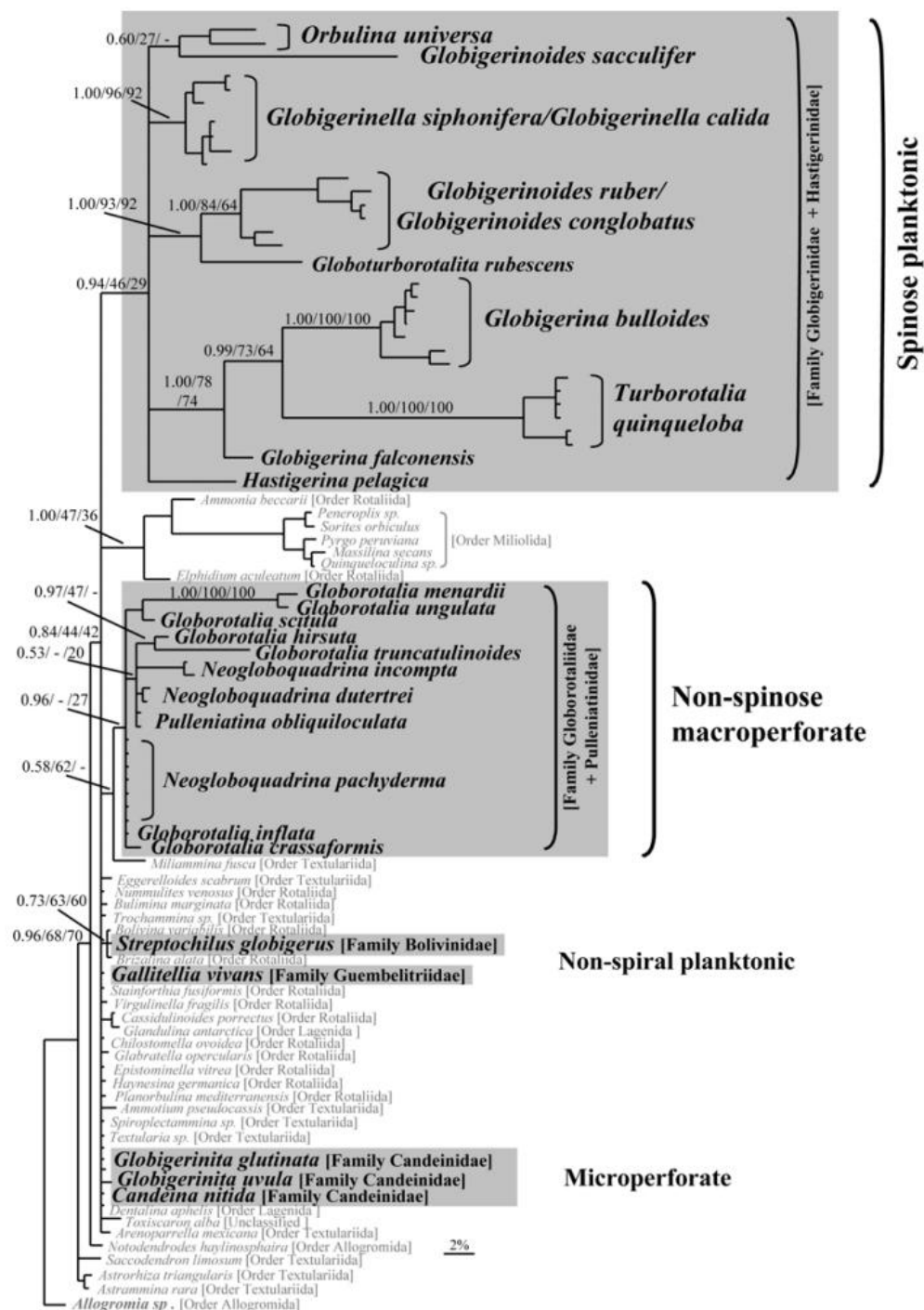


Figura 5.2: Filogenia de inferência bayesiana SSU rDNA de foraminíferos bentônicos e planctônicos. A filogenia baseia-se no fragmento de terminais parcial 3' do gene SSU rDNA. Os foraminíferos bentônicos estão representados a cinzento e os planctônicos a preto. Os principais grupos taxonómicos planctónicos estão sobre o fundo cinzento. Adaptado de Seeers (2011).

A origem da ordem Foraminiferida é problemática, no entanto, de acordo com dados moleculares, esta divergiu entre as primeiras linhagens mitocondriais, contrastando com o seu relativamente tardio aparecimento no registo fóssil, no Câmbrio.

O registo fóssil sugere que a primeira linhagem de foraminíferos planctónicos tenha evoluído de uma única linhagem de foraminíferos bentónicos no Jurássico médio (Loeblich & Tappan, 1974), com formas simples e pequenas, semelhantes a *Globigerina*. Contudo, análises filogenéticas moleculares indicam que os foraminíferos planctónicos são de origem polifilética (Seeers, 2011), tendo divergido de diferentes ancestrais bentónicos em ocasiões independentes (figura 5.2) (Darling *et al.*, 1997; De Vargas *et al.*, 1997).

Apesar de a sua origem ser complexa, estas formas diversificaram-se significativamente durante o Cretácico e o Cenozóico, estando a sua evolução relacionada com variações globais e regionais climáticas e oceanográficas: o desenvolvimento evolutivo das formas planctónicas é caracterizado por momentos de radiação, associados a períodos quentes, e por momentos de extinções, associados a períodos frios (Seeers, 2011).

A classificação dos foraminíferos planctónicos do Neogénico a um nível inferior é maioritariamente baseada em caracteres morfológicos uma vez que as relações filogenéticas entre estes ainda não são bem conhecidas. Para além dos trabalhos pioneiros de Berggren (1968) e de Bandy (1972), onde tentaram aplicar os conceitos filogenéticos à classificação das espécies, apenas Kennett & Srinivasan (1983) reconstruíram as relações filogenéticas para a maioria dos *taxa* do Neogénico, permanecendo algumas sem prova conclusiva e outras não tendo sido suportadas por estudos posteriores (Armstrong & Brasier, 2005).

### 5.3. Sistemática, descrição, distribuição estratigráfica e paleoecologia

No subcapítulo que se segue são descritas 22 espécies, pertencentes a 10 géneros, que foram identificadas neste estudo. Este subcapítulo é baseado em Kennett & Srinivasan (1983), Sierro (1984) e em Legoinha (2001), tendo sido adaptado quando necessário. As distribuições estratigráficas são baseadas nos trabalhos de Banner & Blow (1965) e Blow (1969). A descrição geral do género *Turborotalina* é baseada em Loeblich & Tappan (1987). A descrição e a distribuição estratigráfica de *Neogloboquadrina atlantica* é baseada em Berggren (1978) e a sua paleoecologia em Poore & Berggren (1975).

Reino: Protista Haeckel, 1866

Filo: **Sarcodina Schmarda**, 1871

Classe: **Reticularea Lankester**, 1885

Sub-classe: **Granuloreticulosa de Saedeleer**, 1934

Ordem: **Foraminiferida Eichwald**, 1830

Família: **Globigerinidae** Carpenter, Parker & Jones, 1862

Sub-família: **Globigerininae** Carpenter, Parker & Jones, 1862

**Género: *Globigerina* d'Orbigny, 1826**

Neste género são incluídas as espécies cujo enrolamento das carapaças é trocospiral, com câmaras esféricas a ovóides, cuja abertura é grande e umbilical e a parede é perfurada (podendo ser lisa, escrobiculada, em forma de favo, hípida ou espinhosa).

Com base na ultraestrutura da superfície da carapaça e nas relações filogenéticas, Kennett & Srinivasan (1983) propuseram a divisão do género *Globigerina* em dois sub-géneros, *Globigerina* (*Globigerina*) d'Orbigny e *Globigerina* (*Zeaglobigerina*) Kennett & Srinivasan.

**Sub-género: *Globigerina* (*Globigerina*) d'Orbigny, 1826**

**Espécie-tipo: *Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826**

Neste sub-género incluem-se as espécies que apresentam a superfície da carapaça hípida e com poros cilíndricos. O carácter hípido das carapaças em exemplares fósseis deve-se à presença de pequenas pústulas que constituem a base dos espinhos delgados que se observam nas espécies vivas. Os poros cilíndricos ocupam os espaços entre as bases dos espinhos delgados.

A primeira espécie de *Globigerina* a apresentar este carácter espinhoso parece ter sido *Globigerina officinalis* que deu origem a duas linhagens principais durante o Eocénico superior: *Gg. (Gg.) angustiumbilicata* – *Gg. (Gg.) ciproensis* – *Gg. (Gg.) aungulisuturalis*, essencialmente durante o Paleogénico, e *Gg. (Gg.) praebulloides* – *Gg. (Gg.) bulloides*, durante o Neogénico.

***Globigerina* (*Globigerina*) *bulloides* d'Orbigny, 1826**

Carapaça perfurada, pouco trocospiralada, comumente com quatro câmaras esféricas a sub-esféricas na última volta, que aumentam progressivamente em tamanho. Suturas deprimidas. Abertura umbilical grande (Estampa I, fig.1).

**Distribuição estratigráfica:** Miocénico médio (Zona N9) a recente (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrência abundante em áreas temperadas, diminuindo em direção aos trópicos e rara em áreas equatoriais (Kennett & Srinivasan, 1983).

**Sub-género: *Globigerina* (*Zeaglobigerina*) Kennett & Srinivasan, 1983**

**Espécie-tipo: *Globigerina woodi* Jenkins, 1960**

As espécies agrupadas neste sub-género caracterizam-se por terem a superfície da carapaça cancelada com aspeto faveolado devido à forma sub-hexagonal das depressões contíguas aos poros.

Este sub-género é maioritariamente neogénico, tendo sido *Globigerina* (*Zeaglobigerina*) *woodi* a espécie a dar origem a três linhagens distintas:

1. *Gg. (Zg.) woodi* → *Gg. (Zg.) brazieri*  
→ *Gg. (Zg.) connecta*
2. *Gg. (Zg.) woodi* → *Gg. (Zg.) druryi* → *Gg. (Zg.) nepenthes*  
↘ *Gg. (Zg.) decoraperta* → *Gg. (Zg.) rubescens*
3. *Gg. (Zg.) woodi* → *Gg. (Zg.) apertura*

***Globigerina (Zeaglobigerina) druryi* Akers, 1918**

Carapaça pequena, periferia equatorial pouco lobulada, com quatro câmaras na última volta que aumentam pouco em tamanho. Abertura umbilical em arco pequeno com rebordo (Estampa I, fig.2.a e 2.b).

**Distribuição estratigráfica:** Zona N7 (Miocénico inferior) a Zona N15 (Miocénico médio) (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrente em águas tropicais a subtropicais quentes (Kennett & Srinivasan, 1983).

***Globigerina (Zeaglobigerina) nepenthes* Todd, 1957**

Carapaça cancelada, com distintas depressões da parede nos locais contíguos aos poros. O enrolamento da carapaça é compacto nas primeiras câmaras, sendo que as últimas são mais espiraladas, conferindo o característico alongamento da periferia de *G. nepenthes* na última câmara. Quatro câmaras na última volta, tendo a última a abertura umbilical, em arco, normalmente delimitada por um grosso rebordo (Estampa I, fig.3).

**Distribuição estratigráfica:** Miocénico médio (base da Zona N9) a Pliocénico inferior (Zona N19) (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrente em áreas tropicais a subtropicais quentes (Kennett & Srinivasan, 1983).

***Globigerina (Zeaglobigerina) apertura* Cushman, 1918**

Carapaça cancelada, pouco trocospiralada. Periferia equatorial lobulada. Câmaras esféricas a sub-esféricas que aumentam gradualmente em tamanho, apresentando geralmente quatro na última volta. Suturas distintas, no lado ventral deprimidas e ligeiramente curvas. Abertura umbilical em arco semi-circular muito alto e com rebordo (Estampa I, fig.4.a e 4.b).

**Distribuição estratigráfica:** Miocénico superior (Zona N16) a Pliocénico superior (Zona N21) (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrente em áreas subtropicais quentes a temperadas (Kennett & Srinivasan, 1983).

**Gênero: *Turborotalita* Blow & Banner, 1962**  
**Espécie-tipo: *Truncatulina humilis* Brady, 1884**

O gênero *Turborotalita* apresenta espécies de carapaça pequena, pouco trocospiralada a planispiralada, de paredes finamente perfuradas, com poros e espinhos. As câmaras são globulares a lenticulares, que crescem rapidamente em tamanho à medida do crescimento, cobrindo a última câmara o umbigo. As suturas são deprimidas e rectas e a periferia equatorial das espécies deste gênero é sub-arredondada e lobulada. A abertura é interiomarginal, umbilical-extraumbilical em arco pequeno e com lábio.

***Turborotalita quinqueloba* Natland, 1938**

Carapaça pequena e trocospiralada, ligeiramente comprimida, com cinco câmaras na última volta que aumentam gradualmente em tamanho. É característica a presença de uma placa (extensão da última câmara) que cobre a abertura. Sutures deprimidas e radiais. Abertura umbilical-extraumbilical baixa.

**Distribuição estratigráfica:** Miocénico inferior (Zona N4) a recente (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrência abundante em áreas temperadas e subtropicais, menos abundante em áreas subpolares (Kennett & Srinivasan, 1983).

**Género: *Globigerinella* Cushman, 1927**

**Espécie-tipo: *Globigerinella aequilateralis* Bradi, 1879**

Neste género incluem-se os indivíduos cuja carapaça apresenta enrolamento trocóide (quase planispiralado no estado adulto) e que esteja coberta por finos espinhos. As câmaras são esféricas a ovóides e a abertura umbilical.

Este género evoluiu durante o Oligocénico superior a partir de *Globigerina* (*G.*) *praebulloides* e através de *Globigerinella obesa*, a espécie mais antiga da linha evolutiva.

***Globigerinella aequilateralis* Bradi, 1879**

As carapaças dos indivíduos jovens são de enrolamento trocóide, enquanto no estágio adulto o enrolamento é planispiralado. A superfície das carapaças é hispida, espinhosa e densamente perfurada. Na última volta apresentam cinco ou seis câmaras globulares a sub-globulares que aumentam de tamanho rapidamente à medida do seu crescimento. Periferia equatorial lobulada. Suturas radiais deprimidas. Abertura interiomarginal, larga e profunda.

**Distribuição estratiográfica:** Miocénico médio (Zona N12) a recente (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrente em águas tropicais a temperadas (Kennett & Srinivasan, 1983).

***Globigerinella obesa* Bolli, 1957**

Carapaça perfurada, pouco trocospiralada. Periferia equatorial muito lobulada. Apresenta quatro a cinco câmaras globosas na última volta que aumentam rapidamente de tamanho conforme o crescimento. Abertura umbilical-extraumbilical em arco baixo.

**Distribuição estratiográfica:** Oligocénico superior (Zona P22) a recente (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrente em águas tropicais a temperadas (Kennett & Srinivasan, 1983).

***Globigerinella calida* Parker, 1962**

Carapaça densamente perfurada com enrolamento pouco trocospiralado. Periferia equatorial bastante lobulada, com câmaras sub-globulares inicialmente, que crescem rapidamente para se tornarem alongadas. Quatro a cinco câmaras na última volta. Abertura umbilical-extraumbilical em arco baixo com um fino rebordo.

**Distribuição estratiográfica:** Pliocénico inferior (Zona N19) a recente (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrente em águas tropicais a subtropicais quentes (Kennett & Srinivasan, 1983).

**Gênero (artificial): “*Globigerinoides*” Cushman, 1927**

**Espécie-tipo: *Globigerina rubra* d’Orbigny, 1839**

O gênero “*Globigerinoides*” distingue-se de *Globigerina* pela presença de uma ou várias aberturas secundárias no lado dorsal das carapaças, geralmente confinadas à última câmara. Os indivíduos deste gênero caracterizam-se pelo enrolamento trocospiralado das suas carapaças, tendo a parede perfurada e a superfície lisa, hispida ou espinhosa. As câmaras são globulares e as suturas deprimidas, radiais e ligeiramente curvas. A abertura primária é interiomarginal e umbilical.

Segundo Blow & Banner (1962), o gênero “*Globigerinoides*” evoluiu a partir do gênero *Globigerina*, com *Globigerina praebulloides occlusa* dando origem a *Globigerinoides primordius*, a espécie mais antiga de “*Globigerinoides*”. Por outro lado, para Kennett & Srinivasan (1983) “*Globigerinoides*” evoluiu a partir de *Globigerina* (s.l.), desenvolvendo aberturas secundárias e retendo as características ultraestruturais da superfície da parede das formas ancestrais de *Globigerina*.

Kennett & Srinivasan (1983) subdividiram o gênero “*Globigerinoides*” em dois grupos com base em relações filogenéticas:

- Grupo A: espécies que apresentem espinhos ou bases de espinhos, derivadas de *Globigerina* (*Globigerina*), tais como *Globigerinoides primordius*, *Globigerinoides obliquus*, *Globigerinoides extremus* e *Globigerinoides bulloideus*;
- Grupo B: espécies que apresentem a superfície da parede faveolada, sem evidência de espinhos, derivadas de *Globigerina* (*Zeaglobigerina*), tais como *Globigerinoides triloba*, *Globigerinoides sicanus*, *Globigerinoides immaturus*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides sacculifer* e *Globigerinoides ruber*.

Assim, a evolução de “*Globigerinoides*” a partir de diferentes espécies de *Globigerina*, em momentos distintos desde o Oligocênio superior ao Neogénico, mostra que o gênero “*Globigerinoides*” é polifilético, e portanto, um taxon artificial.

***Globigerinoides extremus* Bolli, 1965**

Carapaça trocospiralada, com quatro câmaras na última volta comprimidas obliquamente que aumentam regularmente em tamanho à medida do seu crescimento. A última câmara pode ser fortemente comprimida, sendo mais pequena e achatada. Abertura primária interiomarginal, umbilical, em arco. As câmaras da última volta apresentam uma abertura secundária oposta à abertura primária (Estampa I, fig.5).

**Distribuição estratigráfica:** Miocénico superior (Zona N16) a Pliocénico superior (Zona N21) (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrente em áreas tropicais a subtropicais frias (Kennett & Srinivasan, 1983).

***Globigerinoides triloba* Bolli, 1965**

Carapaça trocospiralada, com superfície cancelada e com poros. Câmaras esféricas, apresentando três na última volta, que crescem rapidamente em tamanho. A última câmara é maior que as duas anteriores da última volta. Abertura primária interiomarginal e umbilical. Abertura secundária sutural (Estampa I, fig.7.a e 7.b).

**Distribuição estratigráfica:** Miocénico inferior (Zona N4B) ao Plistocénico (Zona N22) (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrente em águas tropicais a temperadas (Kennett & Srinivasan, 1983).

***Globigerinoides immaturus* Leroy, 1939**

Carapaça pouco trocospiralada com superfície cancelada. Câmaras esféricas, apresentando três na última volta que crescem moderadamente em tamanho. A última câmara constitui cerca de 50% da concha. Abertura principal umbilical em arco baixo. Aberturas secundárias muito reduzidas (Estampa I, fig.6).

**Distribuição estratigráfica:** Miocénico inferior (Zona N5) a recente (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrente em águas tropicais a subtropicais quentes (Kennett & Srinivasan, 1983).

***Globigerinoides quadrilobatus* (d'Orbigny) Banner & Blow, 1960**

Carapaça pouco trocospiralada com superfície cancelada. Três e meia a quatro câmaras na última volta que aumentam moderadamente em tamanho. A última câmara pode ser igual ou menor do que a penúltima. Abertura primária interiomarginal, umbilical, em arco com rebordo. No lado dorsal, as últimas câmaras apresentam uma abertura secundária.

**Distribuição estratigráfica:** Miocénico inferior (Zona N6) a recente (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrente em águas tropicais a subtropicais quentes (Kennett & Srinivasan, 1983).

***Globigerinoides sacculifer* (Brady) Bolli, 1957**

Carapaça pouco trocospiralada, com três e meia a quatro câmaras esféricas na última volta, exceto a última, saculiforme, que se alonga obliquamente. Abertura principal interiomarginal, umbilical em arco assimétrico. No lado dorsal são visíveis três a quatro aberturas secundárias.

**Distribuição estratigráfica:** Miocénico inferior (Zona N6) a recente (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrente em águas tropicais a subtropicais quentes (Kennett & Srinivasan, 1983).



**Gênero: *Sphaerodinellopsis* Banner & Blow, 1959**

**Espécie-tipo: *Globigerina seminulina* Schwager, 1866**

Este gênero agrupa indivíduos de forma tipo globigerina, com enrolamento trocospiral, câmaras globosas e sem aberturas secundárias no estado adulto. O córtex é liso, brilhante e com perfurações.

***Sphaerodinellopsis seminulina seminulina* Schwager, 1866**

Carapaça compacta, pouco trocospiralada. A periferia equatorial é trilobada, ligeiramente oval. Na última volta apresenta três câmaras sub-globulares. As suturas estão escondidas por uma camada de córtex grossa que cobre também a superfície perfurada da carapaça, conferindo-lhe um aspeto liso, polido e brilhante. A abertura é umbilical, comprida e com rebordo.

**Distribuição estratigráfica:** Miocénico inferior (Zona N7) a Pliocénico superior (Zona N21) (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrente em áreas tropicais a subtropicais quentes (Kennett & Srinivasan, 1983).

Sub-família: **Orbulininae** Schultze, 1854

**Gênero: *Orbulina* d'Orbigny, 1839**

**Espécie-tipo: *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839**

O gênero *Orbulina* engloba as espécies cuja carapaça é esférica, composta geralmente por uma grande câmara esférica (a última), que engloba as restantes. No estado jovem o enrolamento é trocospiral, enquanto no adulto a última câmara (ou mais raramente a penúltima) envolve as restantes. A parede é perfurada e a superfície lisa ou escrobiculada. Também no estado adulto este gênero apresenta várias perfurações na última câmara, podendo em alguns casos observarem-se aberturas secundárias nas suturas entre a última câmara e as precedentes.

Este gênero surge no Miocénico médio, na zona N9 e ocorre, segundo Blow (1969) até ao Holocénico, zona N23.

***Orbulina universa* d'Orbigny, 1839**

Concha esférica composta por uma única câmara esférica que envolve as restantes. Superfície densamente perfurada, com várias e pequenas mas distintas aberturas (Estampa I, fig.8).

**Distribuição estratigráfica:** Miocénico médio (Zona N9) a recente (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrente em águas equatoriais a subpolares (Kennett & Srinivasan, 1983).

Família: **Candeinidae** Cushman, 1927

**Gênero: *Globigerinita* Brönnimann, 1951**

**Espécie-tipo: *Globigerinita naparimaensis* Brönnimann, 1951**

O gênero *Globigerinita* engloba exemplares com carapaças trocospiraladas, com câmaras globulares a ovóides e suturas deprimidas, radiais a ligeiramente curvas. São compostas por uma *bulla* irregular que cobre a abertura primária e se prolonga pelas suturas entre a última câmara e as anteriores. A parede da carapaça é finamente perfurada com poros irregularmente distribuídos e a sua superfície coberta por pequenas pústulas.

A sua ocorrência vem desde o Oligocénico superior até à atualidade.

***Globigerinita glutinata* Egger, 1893**

Carapaça pequena, pouco trocospiralada, de periferia equatorial pouco lobulada. Câmaras esféricas a sub-globulares, apresentando quatro na última volta. A abertura primária é interiomarginal, umbilical em arco baixo, com um pequeno rebordo. Em alguns casos está presente uma *bulla* que cobre a abertura e se prolonga ao longo das suturas.

**Distribuição estratigráfica:** Oligocénico superior (P22) a recente (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrente em águas tropicais a subpolares (Kennett & Srinivasan, 1983).

Família: **Catapsydracidea** Bolli, Loeblich & Tappan, 1957

**Gênero: *Dentoglobigerina* Blow, 1979**

**Espécie-tipo: *Globigerina galavisi* Bermudez, 1961**

O gênero *Dentoglobigerina* foi proposto por Blow (1979, *in* Kennett & Srinivasan, 1983) para os morfotipos cuja posição da abertura primária é estritamente umbilical e que possuem um dente. Para Kennet & Srinivasan (1983) estas características são intermédias entre *Globigerina* e *Globoquadrina*, não podendo incluir-se estes indivíduos nem em *Globigerina* devido ao dente umbilical nem em *Globoquadrina* devido à restrita posição umbilical da abertura.

No sentido filogenético adotado por estes autores, o gênero *Dentoglobigerina* inclui unicamente as formas da linha evolutiva *D. galavasi* – *D. globularis* – *D. altispira globosa* – *D. altispira altispira*.

Este gênero evoluiu a partir do Oligocénico superior, extinguindo-se no Pliocénico inferior.

***Dentoglobigerina altispira altispira* Cushman & Jarvis, 1936**

Carapaça grande e trocospiralada, cuja superfície é cancelada. Na última volta apresenta quatro a cinco câmaras, que crescem regularmente em tamanho, sendo as primeiras sub-esféricas e as últimas prolongadas em direção ao umbigo. As suturas no lado dorsal são curvas a radiais e no lado ventral são radiais, em ambos os lados deprimidas. O umbigo é largo, aberto e profundo e a abertura é confinada à posição umbilical, apresentado um dente que se projeta para o umbigo (Estampa I, fig.9).

**Distribuição estratigráfica:** Miocénico inferior (Zona N4B) a Pliocénico superior (Zona N21) (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorre em áreas tropicais a subtropicais quentes (Kennett & Srinivasan, 1983).

Família: **Globorotaliidae** Cushman, 1927

**Género: *Globorotalia* Cushman, 1927**

**Espécie-tipo: *Pulvinulina menardii* (d'Orbigny) var. *tumida* Brady, 1877**

Os indivíduos deste género apresentam carapaças biconvexas a umbílico-convexas, com enrolamento trocospiralado e nalguns casos uma carena ao longo da periferia. A parede da carapaça é perfurada e a sua superfície pode ser lisa, hispida ou nodosa. As câmaras são ovóides, romboidais ou cónicas. No lado dorsal as suturas podem ser radiais a curvas e deprimidas ou em relevo, no lado ventral são geralmente radiais e deprimidas. A abertura é interiomarginal, em arco bordejado com um lábio, com forma e desenvolvimento variáveis.

Segundo Kennett & Srinivasan (1983), o excelente conhecimento dos principais grupos do género *Globorotalia* e da sua filogenia ao longo do Neogénico é concordante com vários dos propostos novos subgéneros (Bandy, 1972 e 1975; Fleisher, 1974) para diferentes linhas evolutivas. No entanto, afirmam que a estes *taxa* (definidos com base em considerações filogenéticas) pode não ser facilmente aplicável a classificação taxonómica tradicional, baseada em características morfológicas específicas.

**Sub-género: *Globorotalia (Hirsutella)* Bandy, 1972**

**Espécie-tipo: *Rotalina hirsuta* d'Orbigny, 1839**

Este subgénero incluiu indivíduos cuja carapaça é pequena, inflada a comprimida, com a periferia angulosa a carenada. O enrolamento é apertado e subquadrado. A parede é fina, lisa e densamente perfurada. As câmaras são alongadas no lado dorsal e crescem regularmente em tamanho.

Bandy (*in* Kennett & Srinivasan, 1983) propôs este subgénero para a linha evolutiva *G.(H.) scitula* → *G.(H.) margaritae* → *G.(H.) hirsuta* → *G. (Hirsutella)*; sendo a espécie ancestral desta linha evolutiva *G.(G.) globoconella* que evoluiu para *G.(H.) scitula* no domínio temperado a tropical e para *G.(H.) challenger* no domínio temperado.

***Globorotalia (Hirsutella) scitula* (Brady) Banner & Blow, 1960**

A superfície da carapaça destes indivíduos é lisa, perfurada com finos poros. A periferia equatorial é subretangular a oval. Na última volta apresenta quatro câmaras e meia que crescem rapidamente em tamanho, sendo a última larga e reniforme. A abertura é umbilical-extraumbilical em arco baixo com um lábio fino, que termina a meia distância da periferia da câmara.

**Distribuição estratigráfica:** Miocénico médio (Zona N9) a recente (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrente em áreas tropicais a temperadas (Kennett & Srinivasan, 1983).

***Globorotalia (Hirsutella) margaritae* Bolli & Bermudez, 1965**

Carapaça pouco trocospiralada e comprimida, do lado dorsal convexa e do lado ventral côncava, quase plana. Periferia equatorial ligeiramente lobulada e periferia axial aguçada, com uma pequena carena. A superfície da carapaça é densamente perfurada. As câmaras são comprimidas e apresentam-se cinco na última volta, que crescem rapidamente em tamanho. As primeiras câmaras apresentam um aspeto postulado e as últimas são lisas. As suturas no lado dorsal são fortemente curvadas enquanto no lado ventral são ligeiramente curvas e deprimidas. A abertura é umbilical, interiomarginal, estreita e com um lábio pronunciado.

**Distribuição estratigráfica:** Pliocénico inferior (Zona N19-20) (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrente em áreas tropicais a temperadas (Kennett & Srinivasan, 1983).

**Sub-género: *Globorotalia (Menardella)* Bandy, 1972**

**Espécie-tipo: *Pulvinulina menardii* (Parker, Jones & Brady, 1865)**

O enrolamento das carapaças incluídas neste subgénero é trocospiral, as câmaras apresentam forma lenticular e a sua superfície é lisa e densamente perfurada. Apresentam carena bem desenvolvida. Este subgénero é constituído pelas espécies da linha evolutiva *G.(M.) archeomenardii* → *G.(M.) praemenardii* → *G.(M.) menardii* que evoluiu a partir de *G. (Globoconella) praescitula* no final do Miocénico inferior (N8).

***Globorotalia (Menardella) menardii* Parker et al., 1865**

Carapaça grande, comprimida e pouco trocospiralada. A periferia equatorial é lobulada enquanto a periferia axial é aguçada e apresenta uma quilha proeminente. A superfície da carapaça é lisa e densamente perfurada. Na última volta apresenta cinco a seis câmaras em forma de cunha que crescem regularmente em tamanho. No lado dorsal as suturas são fortemente curvadas e levantadas, no lado ventral são ligeiramente curvas e deprimidas. A abertura é interiomarginal, umbilical-extraumbilical, em arco baixo, rebordada por um grosso lábio (Estampa I, fig.10.a e 10.b).

**Distribuição estratigráfica:** Miocénico médio (Zona N12) a recente (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrente em áreas tropicais a subtropicais quentes (Kennett & Srinivasan, 1983).

**Gênero: *Neogloboquadrina* Bandy, Frerichs & Vincent, 1967**

**Espécie-tipo: *Globigerina dutertrei* d'Orbigny, 1839**

Agrupam-se neste gênero os indivíduos com carapaça trocospiralada, com câmaras sub-globulares que crescem rapidamente em tamanho, com suturas radiais retas a ligeiramente curvas, deprimidas e de periferia equatorial arredondada. A parede da carapaça é uniformemente perfurada, lisa no estágio juvenil e espessa e escrobiculada no estágio adulto. O umbigo destas espécies é moderadamente largo e profundo e a abertura interiomarginal, umbilical-extraumbilical com tendência a tornar-se umbilical no estado adulto, podendo apresentar um lábio em forma de dente, segundo Loeblich & Tappan (1988).

Para Kennet & Srinivasan (1983), *N. continua* é o membro mais antigo do gênero e terá evoluído no Miocénico inferior a partir de *Globorotalia nana*. O gênero atinge o Holocénico.

***Neogloboquadrina acostaensis* Blow, 1959**

Carapaça pouco trocospiralada de superfície reticulada. A periferia equatorial é lobulada trapezoidal, enquanto a periferia axial é arredondada. Na última volta apresenta quatro a cinco câmaras globosas que crescem rapidamente em tamanho, deslocando-se a última em direção ao umbigo. As suturas são radiais e deprimidas em ambos os lados dorsal e ventral. O umbigo é aberto e profundo e a abertura em arco baixo por vezes é provida de um lábio (Estampa I, fig.11.a e 11.b).

**Distribuição estratigráfica:** Miocénio superior (Zona N16) a Pliocénico inferior (Zona N20) (Banner & Blow, 1965; Blow, 1969).

**Paleoecologia:** Ocorrente em áreas tropicais a subtropicais quentes (Kennett & Srinivasan, 1983).

***Neogloboquadrina atlântica* (sin.) Berggren, 1972**

Carapaça pouco trocospiralada de superfície cancelada. A periferia equatorial é ovalada. Apresenta quatro a cinco câmaras sub-esféricas na última volta que aumentam gradualmente em tamanho. A abertura é interiomarginal, extra-umbilical a umbilical, em arco baixo e com lábio. As suturas são radiais e deprimidas.

**Distribuição estratigráfica:** Miocénico superior (Zona N16) a Pliocénico superior (Zona N21) (Berggren, 1978).

**Paleoecologia:** Ocorrente em águas frias e polares do Atlântico Norte (Poore & Berggren, 1975).

## Estampa I

Foraminíferos planctónicos do intervalo de profundidades 182,5 m – 165 m da sondagem de Montemayor-1 (Bacia de Guadalquivir, Espanha).

Fig.1: *Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826, vista ventral;

Fig.2.a: *Globigerina druryi* Akers, 1918, vista ventral;

Fig.2.b: *Globigerina druryi* Akers, 1918, vista dorsal;

Fig.3: *Globigerina nepenthes* Todd, 1957, vista ventral;

Fig.4.a: *Globigerina apertura* Cushman, 1918, vista ventral;

Fig.4.b: *Globigerina apertura* Cushman, 1918, vista dorsal;

Fig.5: *Globigerinoides extremus* Bolli, 1965, vista ventral;

Fig.6: *Globigerinoides immaturus* Leroy, 1939, vista ventral;

Fig.7.a: *Globigerinoides triloba* Bolli, 1965, vista ventral;

Fig.7.b: *Globigerinoides triloba* Bolli, 1965, vista dorsal;

Fig.8: *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839

Fig.9: *Dentoglobigerina altispira altispira* Cushman & Jarvis, 1936, vista ventral;

Fig.10.a: *Globorotalia menardii* Parker *et al.*, 1865, vista ventral;

Fig.10.b: *Globorotalia menardii* Parker *et al.*, 1865, vista dorsal;

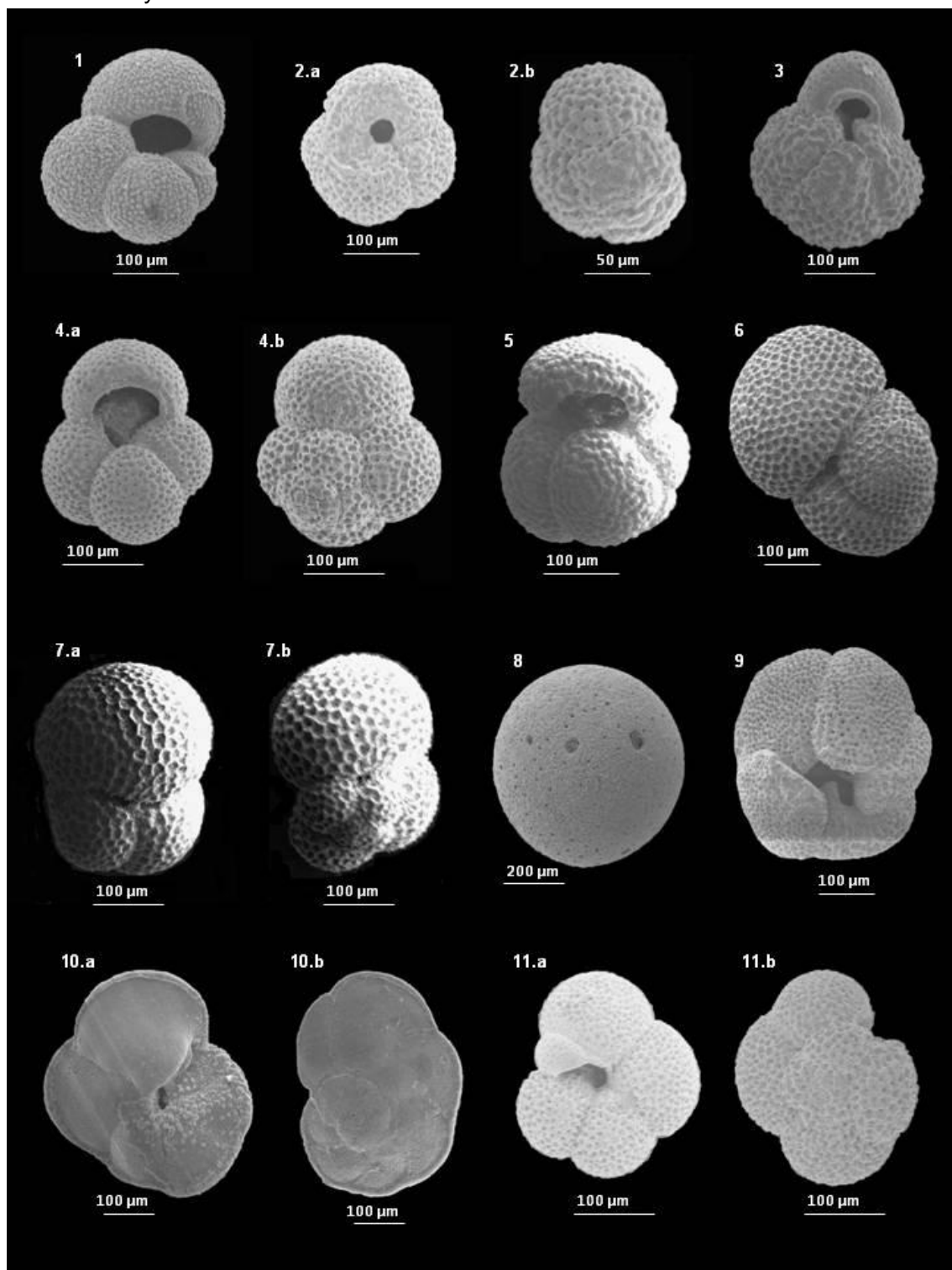
Fig.11.a: *Neogloboquadrina acostaensis* Blow, 1959, dextrógira, vista ventral;

Fig.11.b: *Neogloboquadrina acostaensis* Blow, 1959, dextrógira, vista dorsal.



## Estampa I

Fotografias em microscópio electrónico dos foraminíferos planctónicos da sondagem de Montemayor-1.





## 6. Paleoceanografia e indicadores paleoceanográficos

### 6.1. Introdução

Os recentes avanços tecnológicos juntamente com o desenvolvimento de novas técnicas e metodologias aplicadas aos estudos no âmbito da Micropaleontologia têm permitido um maior e mais aprofundado conhecimento de determinadas espécies e suas distribuições estratigráficas, contribuindo para a datação fidedigna de rochas e sedimentos. Têm ainda possibilitado a recolha de informação de carácter paleoclimático e paleoceanográfico, uma vez que providenciam indicadores geoquímicos, como os isótopos estáveis.

As carapaças carbonatadas dos foraminíferos, tal como as de outros microfósseis, armazenam sinais químicos provenientes da água que os rodeiam à medida do seu crescimento. Destes sinais químicos armazenados, os de maior importância são os isótopos estáveis de oxigénio e carbono. Estes são utilizados na reconstrução de ambientes marinhos antigos, bem como na determinação das variações de parâmetros ambientais como a temperatura das águas, a sua salinidade ou produtividade (Armstrong & Brasier, 2005).

Os trabalhos pioneiros de Emiliani (1955) permitiram a interpretação do registo isotópico de sondagens marinhas profundas no Atlântico, Pacífico e Índico, relacionando-o com séries cíclicas de temperatura ou climáticas durante o Plistocénico. Analisando o registo isotópico planctónico e bentónico, Shackleton & Opdyke (1973), demonstraram que o sinal isotópico de oxigénio reflete predominantemente as variações no volume global de gelo, enquanto a temperatura desempenha um papel secundário. Além disso correlacionaram a estratigrafia isotópica de trabalhos anteriores com a magnetostratigrafia, identificando vários estágios isotópicos. Esta descoberta permitiu o começo da utilização recorrente do registo isotópico de oxigénio na correlação estratigráfica à escala global (Rohling & Cooke, 1999).

Shackleton (1977) demonstrou a potencialidade das variações do registo isotópico de carbono para o estudo das massas de água, sua movimentação e produtividade. Além disso, postulou a conexão entre as mudanças climáticas na biosfera terrestre com ciclos de dissolução de carbono e com o fluxo de CO<sub>2</sub> dissolvido nos oceanos.

Os isótopos de oxigénio e os de carbono podem ser obtidos através de uma análise de espectrometria de massa a uma amostra carbonatada, que determina o rácio entre os isótopos mais leves e os mais pesados (<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O e <sup>12</sup>C/<sup>13</sup>C). Apesar de ser difícil determinar a abundância absoluta destes isótopos é possível obter resultados quantitativos comparando os resultados obtidos com os resultados da análise a uma amostra padrão conhecida. A diferença entre os rácios é expressa em unidades delta (δ) por partes por mil (‰). Um valor δ positivo indica o enriquecimento da amostra no isótopo mais pesado (relativamente à amostra padrão), enquanto um valor δ negativo indica o seu empobrecimento (Rohling & Cooke, 1999).

A amostra padrão ou o modelo *standard* proposto por Craig em 1961 e usado para ambas as análises isotópicas (de oxigénio e carbono) em rochas carbonatadas é referido como SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) e foi calibrado relativamente a uma amostra do rio Potomac (Potomac River) (Stute, 2008). Outros *standards* foram igualmente utilizados, entre eles o PDB (*Pee Dee Belemnite*) que se trata de uma

belemnite cretácica da formação *Pee Dee Formation*, no norte da Carolina, USA, que tem valores  $\delta^{18}\text{O} = 0$  e  $\delta^{13}\text{C} = 0$ , por definição (Epstein *et al.*, 1953). No entanto, devido ao escasseamento de PDB e ao facto de o SMOW não ter uma definição única, era frequente a dificuldade na interpretação dos resultados isotópicos de oxigénio e carbono pois os laboratórios utilizavam diferentes materiais como referência para o estabelecimento dos rácios entre isótopos, reportando diferentes valores para os mesmos materiais. A CAWIA (*Commission on Atomic Weights and Isotopic Abundances*) definiu que estes dois *standards* fossem descontinuados e oficializou a utilização dos *standards* VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*) e VPDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*), através do uso do carbonato de referência NBS 19, para a comparação das análises isotópicas de oxigénio, carbono e hidrogénio (Coplen, 1994).

## 6.2. Isótopos de oxigénio

Quando se analisam os isótopos estáveis de oxigénio mede-se a relação entre o isótopo leve ( $^{16}\text{O}$ ) e o isótopo pesado ( $^{18}\text{O}$ ). Na grande maioria dos materiais que nos rodeiam esta relação é de aproximadamente 500/1, ou seja, por cada 500 átomos com o isótopo leve existe apenas um com o isótopo pesado. No entanto, esta relação pode variar ligeiramente e é esta variação que é utilizada como indicador paleoceanográfico.

Os resultados isotópicos apresentam-se em unidades delta ( $\delta^{18}\text{O}$ ) de acordo com a equação:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = (\text{Re/Rr}-1) * 1000$$

Nesta equação, Re é a relação  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  no material que está a ser analisado, Rr é a mesma relação mas num material estabelecido como referência padrão (*Vienna Pee Dee Belemnite*, VPDB) e a multiplicação por 1000 permite obter os valores em partes por mil (‰). Quando a composição isotópica do material analisado é exatamente igual à da amostra padrão os valores são 0. São positivos quando a composição isotópica é maior que a da amostra padrão e são negativos quando é menor. Isto tem também uma conotação oceanográfica uma vez que os valores isotópicos medidos no oceano se aproximam de 0.

Os isótopos estáveis de oxigénio são muito utilizados para estimar diferentes parâmetros como a temperatura das águas, a sua salinidade e o volume de gelo terrestre. Este método baseia-se na hipótese de que o organismo, para sintetizar os cristais de calcite que irão formar a sua carapaça, recolhe o oxigénio que necessita do oxigénio existente na água do mar que o rodeia, havendo um equilíbrio entre a composição isotópica da água do mar e o carbonato de cálcio que sintetiza o organismo ao formar a sua carapaça.

A composição isotópica atual da água armazenada em forma de gelo na Gronelândia e na Antártida varia entre -35‰ e -58‰, valores extremamente baixos quando comparados com os valores isotópicos médios da água do mar nos oceanos, que rondam os 0‰. Quando há um aumento no volume das calotas polares, como acontece durante os períodos glaciares, assiste-se a uma transferência da água isotopicamente mais leve dos oceanos para os polos, fazendo aumentar a composição isotópica média nos oceanos. Por outro lado, em períodos de degelo a água armazenada nos polos, isotopicamente mais leve, é transferida para os oceanos, diminuindo a composição isotópica média dos mesmos. Durante o Miocénico superior

o armazenamento de isótopos leves de oxigénio nas massas de gelo é representado através da variação de cerca de 0.4 – 0.5‰ (Vidal *et al*, 2002).

Esta diferença na composição isotópica entre o gelo nos polos e a água nos oceanos deve-se ao fracionamento isotópico que ocorre durante a evaporação e a condensação do vapor de água. A circulação atmosférica permite uma importante transferência de vapor de água desde as zonas equatoriais às zonas polares. Durante o processo de evaporação (mais significativo nas zonas equatoriais) é favorecida a transferência do isótopo leve para a atmosfera ( $^{16}\text{O}$ ), enriquecendo a água do mar no isótopo mais pesado ( $^{18}\text{O}$ ). À medida que o vapor de água (enriquecido em isótopos leves) se aproxima dos polos vai arrefecendo e dão-se momentos de condensação e precipitação em que se elimina preferencialmente o isótopo pesado ( $^{18}\text{O}$ ), fazendo com que o vapor de água restante que se desloca até às regiões de maiores latitudes seja principalmente composto pelo isótopo leve ( $^{16}\text{O}$ ).

Portanto, os valores isotópicos medidos em conchas fósseis de foraminíferos ou em outros microfósseis carbonatados variam em função da composição isotópica da água do mar no período em que esses organismos viveram (composição essa que varia consoante o volume de gelo existente nos polos e das relações entre evaporação e precipitação, por vezes à escala local), bem como da temperatura das águas durante a segregação da carapaça. Ou seja, o registo isotópico de oxigénio nos oceanos está intimamente ligado aos processos fracionários inerentes ao ciclo hidrológico. Este ciclo compreende a evaporação de moléculas de água, a movimentação do vapor de água na atmosfera, sua precipitação e o subsequente retorno aos oceanos ou massas de água doce (quer através da precipitação e descargas fluviais, como através do degelo das calotas polares). O armazenamento de água doce em aquíferos e especialmente nos pólos revela-se igualmente de importância especial para os rácios entre isótopos leves e pesados uma vez que a formação e o degelo sazonais de massas de gelo conferem fortes variações locais nas assinaturas isotópicas. Finalmente, a distribuição espacial global de isótopos de oxigénio nos oceanos depende de processos de advecção e mistura de massas de água provenientes de diferentes regiões e com assinaturas isotópicas distintas.

### **6.3. Isótopos de carbono**

Na natureza existem dois isótopos estáveis de carbono, o isótopo pesado  $^{13}\text{C}$  e o isótopo leve  $^{12}\text{C}$ , dominante. Tal como para o oxigénio, a relação entre as concentrações dos isótopos numa amostra apresenta-se em valores delta ( $\delta^{13}\text{C}$ ) por mil (‰) que refletem a proporção isotópica obtida na amostra a estudar comparada com uma amostra padrão.

Este indicador biogeoquímico baseia-se na hipótese de que os organismos carbonatados armazenam o carbono necessário à formação das suas carapaças diretamente a partir do  $\text{CO}_2$  existente na água do mar. Consequentemente a composição isotópica da concha está condicionada pela composição isotópica do  $\text{CO}_2$  contido na água do mar.

A composição isotópica dos oceanos (hidrosfera) varia em função dos intercâmbios de carbono que se realizam com os outros reservatórios do planeta, nomeadamente com a atmosfera, a biosfera e a litosfera. Estes reservatórios têm uma determinada quantidade de carbono cuja composição isotópica média é muito diferente entre si e em relação à da própria hidrosfera, afetando-a globalmente. Esta,

por sua vez, constituída pelos oceanos, lagos e rios, pode ser considerada como um conjunto de pequenos reservatórios, igualmente com composições isotópicas variadas que, dependendo das composições isotópicas originais e das taxas de intercâmbio, influenciam e modificam a composição isotópica do carbono global existente nos oceanos.

A biosfera apresenta uma composição isotópica média de -20‰ devido ao facto de que todos os organismos fotossintéticos, quer sejam o fitoplâncton ou as plantas superiores, utilizam preferencialmente o isótopo leve  $^{12}\text{C}$  na fotossíntese de substâncias orgânicas, fazendo aumentar a quantidade de isótopos pesados no oceano (por exemplo). A composição isotópica média da atmosfera é de -7‰, um valor intermédio entre o da hidrosfera e o da biosfera, em grande parte devido ao facto de o carbono contido no ar ter sido gerado através do metabolismo e decomposição da biosfera, e portanto, estar enriquecido no isótopo leve, contribuindo para uma baixa composição isotópica média da atmosfera. A litosfera constitui o maior reservatório de carbono, no entanto as trocas com os restantes reservatórios são feitas a velocidades inferiores. A sua composição isotópica média é difícil de calcular mas sabe-se que são as rochas e os sedimentos carbonatados que contêm a maioria do carbono existente neste reservatório e que a sua composição isotópica média é parecida à dos oceanos. Por outro lado, são as rochas ricas em matéria orgânica como os carvões e petróleos, com origem na biosfera, que têm uma composição isotópica média muito parecida à da biosfera.

A preferência pelo isótopo leve  $^{12}\text{C}$  aquando da fotossíntese pelo fitoplâncton marinho provoca a formação de matéria orgânica com valores à volta dos -20 a -23‰ relativamente à água ambiente. A fotossíntese ocorre naturalmente apenas na zona eufótica da coluna de água e, devido ao sequestro preferencial do isótopo leve, o carbono dissolvido presente nas águas superficiais enriquece em isótopos pesados ( $^{13}\text{C}$ ), fazendo com que as rochas carbonatadas formadas posteriormente a este enriquecimento isotópico superficial registem também valores altos isotópicos. À medida que a matéria orgânica (enriquecida em  $^{12}\text{C}$ ) é remineralizada e entra em equilíbrio com a massa de água e dá-se, em parte, o empobrecimento da mesma. Quando a remineralização é feita em profundidade assiste-se a uma transferência efetiva de  $^{12}\text{C}$  da superfície para zonas mais profundas, fazendo diminuir o valor isotópico nestas últimas. Consequentemente, a produtividade nos oceanos tem uma grande influência na assinatura isotópica de carbono sendo responsável pelas maiores ou menores variações entre as águas superficiais ricas em  $^{13}\text{C}$  e as águas profundas carecidas deste isótopo (Rohling & Cooke, 1999).

Portanto, os valores isotópicos de carbono medidos nas carapaças e conchas dos diferentes microfósseis dependem essencialmente da composição isotópica da água do mar durante a sua vida (ainda que algumas das suas propriedades químicas ou biológicas, como a temperatura, a influenciem minimamente). A quantidade de carbono existente nos oceanos e a sua composição isotópica são influenciadas pelas composições isotópicas originais dos outros reservatórios do planeta e pelas taxas de intercâmbio entre os mesmos. Estes fatores, por sua vez, estão dependentes de uma diversidade de processos como as alterações no ciclo global de carbono, do tempo de residência das massas de água e de processos locais e regionais como a remoção do isótopo mais leve através da produção primária e sua libertação aquando da remineralização na coluna de água ou nos sedimentos superficiais (Rohling & Cooke, 1999; Mackensen, 2008).



#### 6.4. Paleoceanografia

A troca de massas de água entre o Mar Mediterrâneo e o Oceano Atlântico reveste-se de enorme importância, com implicações em toda a circulação termoalina atlântica e global, influenciando consequentemente as variações climáticas.

Atualmente a circulação da água no Estreito Gibraltar é caracterizada por um padrão anti-estuarino (Wüst, 1961) e ficou assim estabelecida desde a sua abertura, no Pliocénico inferior (Nelson, 1990). A água pouco salina e de baixa densidade proveniente do Oceano Atlântico entra para o Mar Mediterrâneo superficialmente de oeste para este (Wüst, 1961), enquanto a forte evaporação e a produção de massas de água mais densas e salinas no sector mais oriental do Mediterrâneo (LIW, *Levantine Intermediate Water* e WMDW, *Mediterranean Deep Water*) provocam correntes profundas de grande velocidade (MOW, *Mediterranean Outflow Water*) que se movimentam de este para oeste, entrando para o Oceano Atlântico (figura 6.1) (Wüst, 1961; Hernández-Molina *et al.*, 2011).

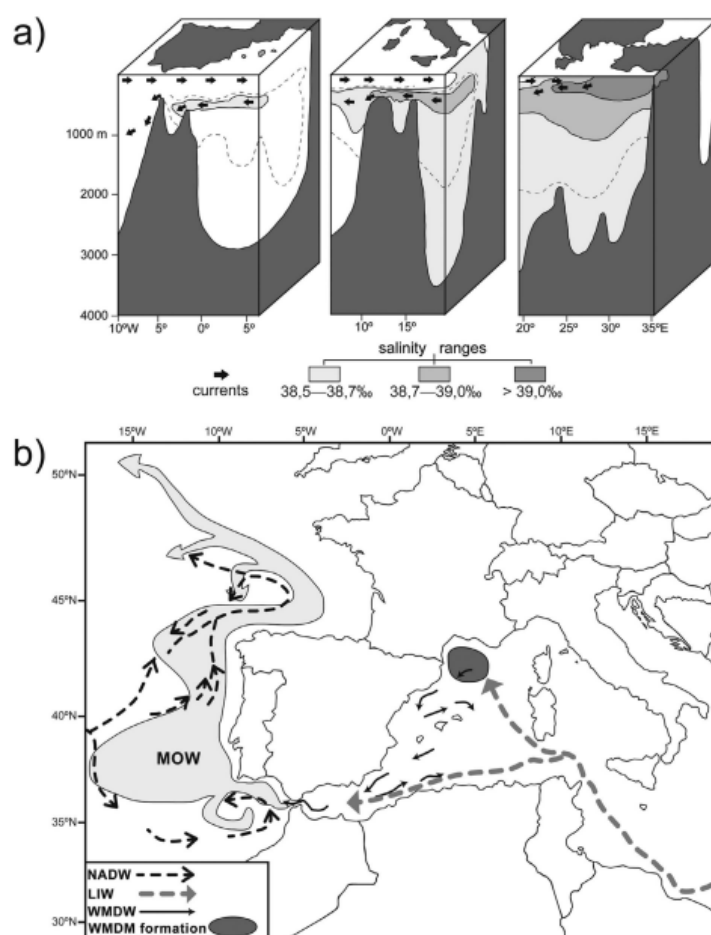


Figura 6.1: (a) Padrões de circulação e salinidade atual na região do Mediterrâneo, baseado em Wüst, (1961). (b) Padrões de circulação atuais na zona este do Oceano Atlântico e no Mar Mediterrâneo, baseado em Hernández-Molina *et al.*, (2011) e Pinardi & Masetti, (2000). Adaptado de Pérez-Asensio *et al.*, (2012a).

Estas correntes profundas (MOW) são caracterizadas por valores mais altos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  do que as águas atlânticas (NADW, *North Atlantic Deep Water*) (Sierro *et al.*, 2005), portanto quando as mesmas se misturam nas margens atlânticas do

Estreito Gibraltar, devido às diferenças de densidade e salinidade, provocam uma inversão na circulação meridional atlântica (designada de AMOC, *Atlantic Meridional Overturning Circulation*), que é a força motriz da circulação termoalina do Oceano Atlântico (Bigg & Wadley, 2001).

Durante o Messiniano, uma redução ou interrupção da MOW terá tido impacto tanto na AMOC como na circulação da água a nível global e consequentemente nas condições climáticas (Bigg *et al.*, 2003). Sem a contribuição das águas salinas provenientes do Mediterrâneo a formação de águas mais densas e o desencadeamento da AMOC no Oceano Atlântico Norte provavelmente não se teria sucedido, causando a diminuição parcial ou total da circulação no Oceano Atlântico e posteriormente da circulação termoalina global, levando ao arrefecimento do hemisfério norte (Clark *et al.*, 2002; Pérez-Asensio *et al.*, 2012a).

O Corredor de Guadalhorce, o último estreito a estar ativo dos Corredores Béticos que se estendiam pelo sul de Espanha durante o Miocénico superior e que faziam a ligação entre o Mar Mediterrâneo e o Oceano Atlântico, é um estreito de direção NW-SE com 5 km de largura e máximo de profundidade de 120 m. Este corredor foi preenchido por sedimentos que se dispõem em estruturas unidireccionais, indicando correntes provenientes do Mediterrâneo para o Atlântico a velocidades de cerca de 1,0 a 1,5 m/s (Martín *et al.*, 2001). Esta circulação de massas de água é consistente com o modelo de Benson *et al.*, (1991), que afirma que anteriormente ao fecho dos Corredores Béticos a troca de massas de água era caracterizada pela entrada das águas atlânticas pelos Corredores Rifenhos, a norte de África, e pela saída das águas mediterrâneas através do Corredor de Guadalhorce, a sul de Espanha (Benson *et al.*, 1991; Martín *et al.*, 2001).

Pérez-Asensio *et al.*, (2012a) dataram o fecho do Corredor de Guadalhorce aos 6,18 Ma com base em análises isotópicas de oxigénio e carbono, descrevendo valores de  $\delta^{18}\text{O}$  bentónico constantes, grandes diferenças entre os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  bentónico e  $\delta^{18}\text{O}$  planctónico, bem como baixas taxas de sedimentação anteriores a 6,18 Ma. Estes resultados indicam a existência de duas massas de água diferentes fortemente estratificadas na coluna de água, correspondendo a mais profunda às águas mediterrâneas, mais densas e salinas. Posteriormente a 6,18 Ma os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  bentónico são idênticos aos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  bentónico globais, a diferença entre os valores bentónico e planctónicos é pouca e a taxa de sedimentação subiu consideravelmente, indicando uma boa mistura vertical da coluna de água, a interrupção da MOW e um controlo glacioeustático global das assinaturas isotópicas.

De acordo com o papel da MOW na circulação termoalina atlântica moderna, a redução da MOW depois do fecho do Corredor de Guadalhorce poderá ter resultado num enfraquecimento da AMOC, promovendo o consequente arrefecimento do hemisfério norte (Clark *et al.*, 2002; Pérez-Asensio *et al.*, 2012a) e à acumulação de gelo nas calotas polares nas margens da Gronelândia (Thiede *et al.*, 1998).



## **7. Astrocronologia, ciclostratigrafia e cronostratigrafia**

A Paleoclimatologia tem vindo a demonstrar que as quase periódicas oscilações relativas à posição do Sol e da Terra, conhecidas como os ciclos de Milankovitch, induziram no passado variações significativas no clima do planeta. Por sua vez, estas variações climáticas de origem astronómica têm influência em diversos processos e fenómenos geológicos, entre eles a sedimentação, e por isso estas variações de origem astronómica ficam registadas na estratigrafia cíclica da Terra, ou por outras palavras, apresentam-se no registo ciclostratigráfico da Terra.

A deteção de sinais astronómicos na ciclostratigrafia tem sido facilitada por estudos de mecânica celeste que têm providenciado modelos precisos dos comportamentos orbitais e rotacionais do planeta Terra ao longo do tempo geológico, bem como outros inúmeros avanços na coleta de dados e suas análises.

Quando se reconhece a presença de sinais específicos típicos dos parâmetros astronómicos da Terra no registo ciclostratigráfico este serve como um útil cronómetro. A calibração astronómica destes ciclos conduz à astrocronologia e à construção da Escala de Tempo Astronómica, ou ATS (*Astronomical Time Scale*), que tem vindo a permitir a datação precisa de vários intervalos de tempo da história da Terra (Hinnov & Hilgen, 2012).

A teoria astronómica do clima tem a sua origem na hipótese desenvolvida por Milankovitch, em que afirma que a variação na insolação de verão em altas latitudes no hemisfério norte acelera ou reduz as taxas de ablação da neve no hemisfério norte. Ou seja, verões com maior insolação (maior entrada de energia no sistema climático durante o verão) fariam subir a temperatura do ar e dos solos, o que provocaria uma maior taxa de fusão da neve e do gelo, enquanto verões mais frios com menos insolação fariam com que a neve se fosse acumulando. Portanto, o sistema climático seria sensível à quantidade total de radiação solar que chega à Terra, bem como à sua distribuição latitudinal e sazonal (Rohling, 2001).

### **7.1. Parâmetros e ciclos astronómicos**

A configuração geométrica do sistema Terra-Sol regula a cada momento o clima da Terra. A inclinação do eixo da Terra em relação ao plano da sua órbita, a forma elíptica da mesma e o ponto nela em que se alcançam os solstícios ou os equinócios determinam as mudanças de estações, e portanto, o clima de cada região, a sua paisagem, a vegetação e mesmo a população.

São vários os parâmetros que modificam e alteram de forma periódica a configuração astronómica do Sistema Solar. Devido à interferência entre a Terra e os outros planetas existem três parâmetros astronómicos que se alteram de forma cíclica ao longo do tempo: a obliquidade, a excentricidade e a precessão (Rohling, 2001).

#### **7.1.1. Obliquidade**

O eixo da Terra está atualmente inclinado cerca de 23,5° sobre o plano da órbita da Terra. Este ângulo alterna periodicamente entre os 22° e os 24° e a cada 41.000 anos é completado um ciclo (figura 7.1). A obliquidade do eixo da Terra resulta da ação de movimentos planetários que atuam em determinados elementos orbitais (Hinnov & Hilgen, 2012).

Cada hemisfério recebe mais radiação solar quando o seu extremo está apontado para o Sol (no verão) e menos radiação quando o seu extremo está apontado à direção contrária ao Sol (no inverno). É esta inclinação um dos fatores principais da estacionalidade. Quando a inclinação do eixo é maior a estacionalidade é mais acusada (os verões são mais quentes e os invernos mais frios) devido à maior diferença de radiação solar a atingir os hemisférios, enquanto se a inclinação for menor a estacionalidade será menos intensa (os verões são mais amenos e os invernos menos rigorosos) pois a diferença da quantidade de radiação solar que atinge os hemisférios será menor (Rohling, 2001).

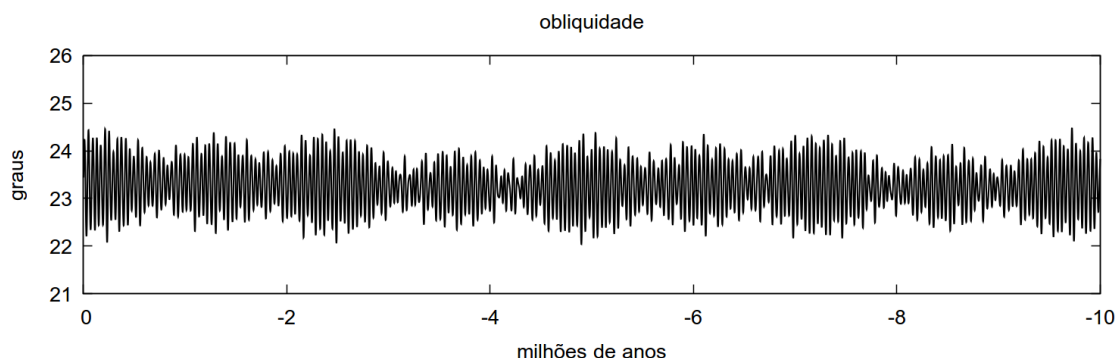


Figura 7.1: Variação da obliquidade do eixo da Terra, em graus, nos últimos 10 milhões de anos, de acordo com o modelo nominal La2004 (Laskar *et al.*, 2004). Os valores podem ser descarregados a partir do website <http://www.imcce.fr/Equipes/ASD/insola/earth/earth.html>.

### 7.1.2. Excentricidade

A excentricidade é uma medida que representa o afastamento de uma órbita da forma circular. Quando a órbita é totalmente circular a excentricidade é mínima (0), enquanto se for elíptica a excentricidade aumenta. Neste caso, a excentricidade diz respeito à variação da forma da órbita do nosso planeta em relação ao Sol (figura 7.2).

Atualmente a excentricidade da órbita da Terra é muito pequena, portanto a diferença na quantidade de radiação solar que chega à Terra entre o periélio (ponto da órbita mais próximo do Sol) e o afélio (ponto da órbita mais afastado do Sol) é reduzida. Contudo, a órbita vai-se deformando lentamente e passa de quase circular a relativamente excêntrica (0,07) com três periodicidades dominantes de 94.800, 123.800 e 404.000 anos. Estas variações na duração dos ciclos devem-se ao facto de cada um dos planetas do Sistema Solar, que giram à volta do Sol a velocidades diferentes, exercerem uma força gravitacional combinada que tende a empurrar o planeta Terra para fora da sua órbita elíptica regular (Hinnov & Hilgen, 2012).

Quando a órbita da Terra é quase circular a radiação solar que chega, tendo em conta apenas o fator distância ao Sol, é quase constante, pelo que a única estacionalidade que existir é devida à maior ou menor inclinação do eixo da Terra. Pelo contrário, quando a órbita é muito excêntrica (mais elíptica) as diferenças de radiação solar incidentes na Terra no periélio e no afélio são muito significativas, influenciando de forma decisiva a estacionalidade (Rohling, 2001).

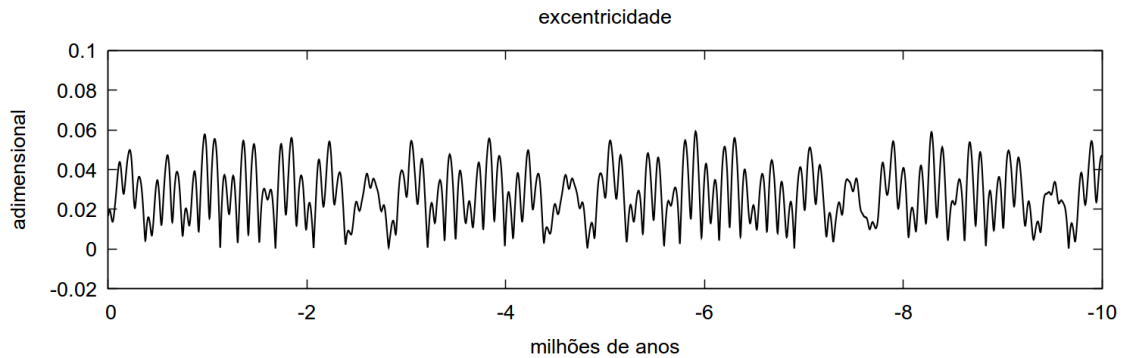


Figura 7.2: Variação da excentricidade orbital da Terra nos últimos 10 milhões de anos, de acordo com o modelo nominal La2004 (Laskar *et al.*, 2004). Os valores podem ser descarregados a partir do website <http://www.imcce.fr/Equipes/ASD/insola/earth/earth.html>.

### 7.1.3. Precessão

A precessão do eixo da Terra está relacionada com o facto de que o eixo rotacional do nosso planeta não está fixo no espaço em relação ao plano da sua órbita, mas oscila circularmente, como o topo de um peão. Contudo, a precessão não diz respeito às mudanças do ângulo do eixo da Terra em relação ao plano da sua órbita, mas representa as variações na orientação do mesmo (figura 7.3) (Hinnov & Hilgen, 2012).

Um ciclo de precessão é completo a cada 26.000 anos, no entanto outros fatores astronómicos interferem com o mesmo, resultando em periodicidades dominantes de 23.000 e 19.000 anos (Hinnov & Hilgen, 2012).

Atualmente o Pólo Norte aponta em direção à estrela Polaris (Estrela Polar), mas meio ciclo depois apontará para a estrela Vega, que se tornará a estrela polar de então. Esta variação na direção do eixo rotacional da Terra é o resultado do movimento de precessão do seu eixo e afeta o clima terrestre causando a mudança das datas do periélio (menor distância ao Sol) e do afélio (maior distância ao Sol) muito lentamente, resultando num contraste sazonal mais forte num hemisfério do que no outro.

Nos dias de hoje o afélio situa-se muito perto do solstício de verão (hemisfério norte apontado na direção do Sol), em Junho, o que faz com que os verões sejam mais frios. Mas, devido ao movimento de precessão, o solstício de verão e os outros três pontos cardinais (o solstício de inverno e os equinócios) irão mover-se ao longo da órbita terrestre de tal modo que daqui a sensivelmente 11.000 anos a situação será a inversa: o periélio será alcançado em Junho, causando verões mais quentes no hemisfério norte, enquanto o afélio será alcançado em Janeiro, resultando em invernos mais frios. Adicionalmente irão interferir ainda os fatores da inclinação do eixo terrestre (obliquidade) bem como a excentricidade da órbita do nosso planeta.

Quando a órbita é quase circular, como atualmente, a diferença na distância entre a Terra e o Sol no periélio e no afélio é muito pouca, ao passo que se a órbita for mais excêntrica (elíptica) a distância entre a Terra e o Sol no periélio será significativamente menor que no afélio, afetando em maior medida a quantidade de radiação solar de verão e inverno, aumentando a estacionalidade. Portanto, a posição relativa dos solstícios e equinócios na órbita terrestre influenciam na estacionalidade,

mas esta influência será maior ou menor consoante o grau de excentricidade da órbita (Rohling, 2001).

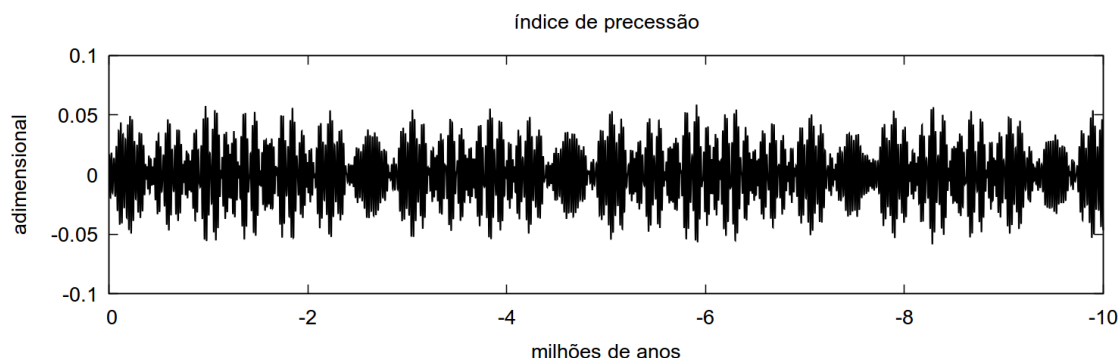


Figura 7.3: Variação do índice de precessão do eixo da Terra nos últimos 10 milhões de anos, de acordo com o modelo nominal La2004 (Laskar *et al.*, 2004). Os valores podem ser descarregados a partir do website <http://www.imcce.fr/Equipes/ASD/insola/earth/earth.html>.

## 7.2. Radiação solar incidente

Estes parâmetros de origem astronómica determinam a variação cíclica da quantidade de radiação solar incidente recebida a cada latitude e durante uma determinada estação do ano, de acordo com as principais periodicidades astronómicas, de aproximadamente 19, 23, 41, 100 e 400 mil anos.

Milankovitch calculou de forma muito precisa as variações de obliquidade, precessão e excentricidade da órbita para os últimos milhões de anos e calculou também as curvas de radiação solar incidente para cada latitude e para cada estação do ano. Posteriormente, Berger (1978) e Laskar (1991) desenvolveram equações matemáticas que permitiram calcular de forma ainda mais precisa as variações destes parâmetros astronómicos e da quantidade de radiação solar incidente ao longo dos últimos 20 milhões de anos, sendo estas equações ainda usadas atualmente (Imbrie & Imbrie, 1980).

Destes resultados pode-se concluir que as variações do movimento de precessão estão constrangidas ao grau de excentricidade da órbita terrestre de tal modo que quando a excentricidade é alta a amplitude das variações da precessão são-no também, enquanto que quando a excentricidade é baixa (a cada 100.000 anos e sobretudo a cada 400.000 anos) as variações da precessão são muito pouco significativas. Por esse motivo são normalmente registados 3 ou 4 ciclos de precessão de alta amplitude seguidos por um ou dois ciclos de precessão de baixa amplitude.

Estas variações cíclicas na quantidade de radiação solar recebida a cada latitude afetam o clima terrestre, que terá sofrido grandes alterações no passado, tendo sido essas alterações regidas por fenómenos periódicos astronómicos.

A Península Ibérica e em geral toda a área do Mediterrâneo, que é uma área relativamente árida, sofreu no passado aumentos notáveis na pluviosidade durante as fases de máxima radiação de verão no hemisfério norte, quando a Terra alcança o periélio no verão. Pelo contrário, durante os mínimos de radiação solar de verão, como ocorre na atualidade, o clima do Mediterrâneo mantém-se muito seco.

## 8. Resultados

Para cada uma das 35 amostras selecionadas para o presente estudo foram contados e identificados os foraminíferos planctónicos nelas existentes (tabela 1). Foram identificadas 22 espécies pertencentes a 10 géneros.

Foi calculada a percentagem de cada espécie em relação às restantes existentes em cada amostra (tabela 2):

$$\frac{n^{\circ} \text{ de exemplares de uma espécie} * 100}{n^{\circ} \text{ total de foraminíferos planctónicos na amostra}}$$

Foi também calculada a percentagem de espécies de águas frias, temperadas e tropicais relativamente ao total de espécies em cada amostra, através da soma das percentagens relativas de cada espécie típica de cada associação em relação às espécies existentes em cada amostra (tabela 3). Para tal definiram-se como espécies de águas frias *Globigerina bulloides* e *Neogloboquadrina acostaensis*, como espécies de águas temperadas *Globigerina apertura*, *G. druryi*, *G. nepenthes*, *Orbulina universa*, *Dentoglobigerina altispira altispira*, *Globorotalia menardii* e *Globigerinella calida*, e como espécies de águas tropicais *Globigerinoides extremus*, *G. immaturus*, *G. quadrilobatus*, *G. triloba* e *G. sacculifer*.

À excepção das amostras Montemayor-1 170; Montemayor- 1 170,15; Montemayor-1 171,7; Montemayor-1 172,45; Montemayor-1 177,5 e Montemayor-1 178, que não foram pesadas, foi calculado o número de carapaças de foraminíferos planctónicos por grama de sedimento seco para as restantes amostras (tabela 4). Para tal calculou-se primeiramente o número total de foraminíferos planctónicos existentes em cada amostra:

$$\frac{n^{\circ} \text{ de foraminíferos planctónicos na fracção vista}}{\text{fracção vista}}$$

E de seguida foi calculado o número de foraminíferos planctónicos por grama de sedimento seco.

$$\frac{n^{\circ} \text{ total de foraminíferos planctónicos na amostra}}{\text{peso seco da amostra}}$$



Tabela 1: Número de foraminíferos planctónicos na fracção vista da amostra.

Amostras	Profundidade (m)	Fracção vista	Nº total foraminíferos na fracção vista	G. bulloides	G. apertura	G. druryi	G. nepenthes	T. quinqueloba	G. extremus	G. immaturus	G. quadrilobatus	G. triloba	G. sacculifer	N. acostaensis	N. acost. dex.	N. acost. sin.	N. atlantica	G. margaritae	G. menardii	G. scitula	G. aequilateralis	G. obesa	G. calida	O. universa	S. seminulina	D. altispira	G. glutinata
MTMY	165	1	254	68	18	2	0	0	5	1	3	0	1	103	94	9	1	5	0	0	4	0	0	20	6	0	17
MTMY	166	1	492	208	84	5	0	0	11	0	0	1	0	47	47	0	24	23	0	0	0	14	0	49	7	1	18
MTMY	167	1	484	103	82	12	4	0	124	0	0	0	0	33	33	0	21	12	0	4	0	3	0	53	0	0	33
MTMY	168	0,6	433	149	69	6	4	0	63	0	0	2	0	27	20	7	0	3	37	0	0	3	0	43	0	0	27
MTMY	169	0,6	364	113	40	2	1	0	88	0	0	3	0	11	11	0	0	3	0	0	1	5	0	65	0	12	20
MTMY	169,5	0,8	490	172	60	0	2	0	119	1	0	3	0	10	9	1	0	3	18	1	13	12	0	34	2	20	20
Montemayor-1 *	170	0,5	221	43	30	4	0	0	64	2	3	4	0	18	15	3	0	0	0	2	4	3	0	15	1	0	28
Montemayor-1 *	170,15	1	348	68	83	2	0	0	79	1	0	0	0	9	7	2	0	3	0	4	3	9	0	27	2	5	53
MTMY	170,5	1	402	122	49	10	4	0	107	0	1	5	0	6	6	0	2	3	0	7	5	10	0	34	1	6	30
MTMY	171	1	418	162	70	13	1	0	21	1	0	0	0	41	36	5	0	11	0	2	4	5	0	55	5	4	23
MTMY	171,5	1	219	74	53	7	1	0	20	1	0	0	0	5	4	1	0	0	3	1	0	14	0	30	3	4	3
Montemayor-1 *	171,7	0,5	508	191	57	8	4	1	53	0	0	0	0	62	61	1	0	1	10	3	2	0	1	60	7	19	29
MTMY	172	1	65	14	8	16	0	0	3	0	0	0	0	5	4	1	0	0	0	0	0	0	0	15	1	1	2
Montemayor	172,45	0,5	396	178	38	6	2	0	5	0	0	1	0	58	46	12	0	1	2	2	0	3	0	41	7	0	52
MTMY	172,5	1	236	91	25	17	0	0	23	0	0	0	0	14	13	1	0	2	2	1	0	12	0	28	3	0	18
MTMY	173	1	174	58	11	8	3	0	28	0	0	1	0	20	15	5	0	5	2	0	1	1	0	18	5	0	13
MTMY	173,5	1	92	56	5	3	1	0	2	0	0	0	0	7	6	1	0	2	1	1	0	0	0	10	0	2	2
MTMY	174	0,5	413	136	36	21	14	0	70	0	0	0	0	41	33	8	0	19	2	0	0	2	0	54	3	0	15
MTMY	174,5	0,5	633	206	50	12	10	0	186	1	0	0	0	9	3	6	0	37	0	0	1	3	0	80	4	0	34
MTMY	175	1	634	202	70	16	3	0	123	0	1	2	0	41	41	0	1	29	0	0	0	6	0	107	3	0	30
MTMY	175,5	0,5	524	140	83	5	0	0	65	0	1	1	0	79	76	3	1	30	0	1	9	2	0	61	10	0	36
MTMY	176	0,5	291	103	38	7	0	0	26	0	1	5	1	60	58	2	1	6	0	0	0	1	0	21	1	0	20
MTMY	176,5	0,5	431	145	41	13	4	0	10	0	0	0	0	143	141	2	0	10	5	0	0	9	0	34	0	0	17
MTMY	177	1	395	161	33	2	1	0	16	0	3	0	1	81	77	4	0	4	4	0	0	2	0	68	3	0	16
Montemayor-1 *	177,5	0,6	380	104	31	1	0	0	22	0	0	0	0	132	122	10	2	9	1	0	0	6	0	33	0	0	39
Montemayor-1 *	178	1	472	132	42	6	4	0	76	0	2	5	0	48	42	6	4	20	0	0	3	0	0	48	6	0	76
MTMY	178,5	0,8	387	103	54	6	0	0	78	0	0	0	0	42	40	2	0	6	0	3	1	3	0	37	2	21	31
MTMY	179	1	385	115	46	2	0	0	23	0	1	0	0	126	126	0	0	4	0	0	0	0	0	16	2	16	34
MTMY	179,5	1	191	62	11	2	0	0	8	0	0	0	0	69	68	1	0	2	0	0	0	0	0	17	1	10	9
MTMY	180	0,5	386	183	20	6	1	0	1	0	0	0	0	92	91	1	0	12	0	0	0	0	0	29	0	18	24
MTMY	180,5	1	405	136	35	9	5	0	2	0	0	0	0	134	129	8	0	16	0	0	0	0	0	23	3	14	28
MTMY	181	1	284	95	30	9	3	0	15	0	0	0	0	80	77	3	1	11	0	0	0	5	0	7	3	6	19
MTMY	181,5	1	275	92	18	5	0	0	39	0	0	0	0	76	74	2	0	18	0	0	2	1	0	14	1	0	9
MTMY	182	0,5	378	111	42	10	0	0	51	0	1	0	0	68	64	4	0	35	0	0	0	8	0	26	7	2	17
MTMY	182,5	1	542	208	50	0	1	0	18	0	0	2	0	109	105	4	0	28	0	0	0	12	0	41	13	15	45

\*Amostras de Montemayor-1 não pesadas.





Tabela 2: Percentagem relativa de cada espécie em relação às restantes existentes em cada amostra.

Amostras	Profundidade (m)	% G. bulloides	% G. apertura	% G. druryi	% G. nepenthes	% T. quinqueloba	% G. extremus	% G. immaturus	% G. quadrilobatus	% G. triloba	% G. sacculifer	% N. acostaensis	% N. acost. dex.	% N. acost. sin.	% N. atlântica	% G. margaritae	% G. menardii	% G. scitula	% G. aequilateralis	% G. obesa	% G. calida	% O. universa	% S. seminulina	% D. altispira	% G. glutinata
MTMY	165	26,77	7,09	0,79	0,00	0,00	1,97	0,39	1,18	0,00	0,39	40,55	37,01	3,54	0,39	1,97	0,00	0,00	1,57	0,00	0,00	7,87	2,36	0,00	6,69
MTMY	166	42,28	17,07	1,02	0,00	0,00	2,24	0,00	0,00	0,20	0,00	9,55	9,55	0,00	4,88	4,67	0,00	0,00	0,00	2,85	0,00	9,96	1,42	0,20	3,66
MTMY	167	21,28	16,94	2,48	0,83	0,00	25,62	0,00	0,00	0,00	0,00	6,82	6,82	0,00	4,34	2,48	0,00	0,83	0,00	0,62	0,00	10,95	0,00	0,00	6,82
MTMY	168	34,41	15,94	1,39	0,92	0,00	14,55	0,00	0,00	0,46	0,00	6,24	4,62	1,62	0,00	0,69	8,55	0,00	0,00	0,69	0,00	9,93	0,00	0,00	6,24
MTMY	169	31,04	10,99	0,55	0,27	0,00	24,18	0,00	0,00	0,82	0,00	3,02	3,02	0,00	0,00	0,82	0,00	0,00	0,27	1,37	0,00	17,86	0,00	3,30	5,49
MTMY	169,5	35,10	12,24	0,00	0,41	0,00	24,29	0,20	0,00	0,61	0,00	2,04	1,84	0,20	0,00	0,61	3,67	0,20	2,65	2,45	0,00	6,94	0,41	4,08	4,08
Montemayor-1 *	170	19,46	13,57	1,81	0,00	0,00	28,96	0,90	1,36	1,81	0,00	8,14	6,79	1,36	0,00	0,00	0,00	0,90	1,81	1,36	0,00	6,79	0,45	0,00	12,67
Montemayor-1 *	170,15	19,54	23,85	0,57	0,00	0,00	22,70	0,29	0,00	0,00	0,00	2,59	2,01	0,57	0,00	0,86	0,00	1,15	0,86	2,59	0,00	7,76	0,57	1,44	15,23
MTMY	170,5	30,35	12,19	2,49	1,00	0,00	26,62	0,00	0,25	1,24	0,00	1,49	1,49	0,00	0,50	0,75	0,00	1,74	1,24	2,49	0,00	8,46	0,25	1,49	7,46
MTMY	171	38,76	16,75	3,11	0,24	0,00	5,02	0,24	0,00	0,00	0,00	9,81	8,61	1,20	0,00	2,63	0,00	0,48	0,96	1,20	0,00	13,16	1,20	0,96	5,50
MTMY	171,5	33,79	24,20	3,20	0,46	0,00	9,13	0,46	0,00	0,00	0,00	2,28	1,83	0,46	0,00	0,00	1,37	0,46	0,00	6,39	0,00	13,70	1,37	1,83	1,37
Montemayor-1 *	171,7	37,60	11,22	1,57	0,79	0,20	10,43	0,00	0,00	0,00	0,00	12,20	12,01	0,20	0,00	0,20	1,97	0,59	0,39	0,00	0,20	11,81	1,38	3,74	5,71
MTMY	172	21,54	12,31	24,62	0,00	0,00	4,62	0,00	0,00	0,00	0,00	7,69	6,15	1,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23,08	1,54	1,54	3,08
Montemayor-1 *	172,45	44,95	9,60	1,52	0,51	0,00	1,26	0,00	0,00	0,25	0,00	14,65	11,62	3,03	0,00	0,25	0,51	0,51	0,00	0,76	0,00	10,35	1,77	0,00	13,13
MTMY	172,5	38,56	10,59	7,20	0,00	0,00	9,75	0,00	0,00	0,00	0,00	5,93	5,51	0,42	0,00	0,85	0,85	0,42	0,00	5,08	0,00	11,86	1,27	0,00	7,63
MTMY	173	33,33	6,32	4,60	1,72	0,00	16,09	0,00	0,00	0,57	0,00	11,49	8,62	2,87	0,00	2,87	1,15	0,00	0,57	0,57	0,00	10,34	2,87	0,00	7,47
MTMY	173,5	60,87	5,43	3,26	1,09	0,00	2,17	0,00	0,00	0,00	0,00	7,61	6,52	1,09	0,00	2,17	1,09	1,09	0,00	0,00	0,00	10,87	0,00	2,17	2,17
MTMY	174	32,93	8,72	5,08	3,39	0,00	16,95	0,00	0,00	0,00	0,00	9,93	7,99	1,94	0,00	4,60	0,48	0,00	0,00	0,48	0,00	13,08	0,73	0,00	3,63
MTMY	174,5	32,54	7,90	1,90	1,58	0,00	29,38	0,16	0,00	0,00	0,00	1,42	0,47	0,95	0,00	5,85	0,00	0,00	0,16	0,47	0,00	12,64	0,63	0,00	5,37
MTMY	175	31,86	11,04	2,52	0,47	0,00	19,40	0,00	0,16	0,32	0,00	6,47	6,47	0,00	0,16	4,57	0,00	0,00	0,00	0,95	0,00	16,88	0,47	0,00	4,73
MTMY	175,5	26,72	15,84	0,95	0,00	0,00	12,40	0,00	0,19	0,19	0,00	15,08	14,50	0,57	0,19	5,73	0,00	0,19	1,72	0,38	0,00	11,64	1,91	0,00	6,87
MTMY	176	35,40	13,06	2,41	0,00	0,00	8,93	0,00	0,34	1,72	0,34	20,62	19,93	0,69	0,34	2,06	0,00	0,00	0,00	0,34	0,00	7,22	0,34	0,00	6,87
MTMY	176,5	33,64	9,51	3,02	0,93	0,00	2,32	0,00	0,00	0,00	0,00	33,18	32,71	0,46	0,00	2,32	1,16	0,00	0,00	2,09	0,00	7,89	0,00	0,00	3,94
MTMY	177	40,76	8,35	0,51	0,25	0,00	4,05	0,00	0,76	0,00	0,25	20,51	19,49	1,01	0,00	1,01	1,01	0,00	0,00	0,51	0,00	17,22	0,76	0,00	4,05
Montemayor-1 *	177,5	27,37	8,16	0,26	0,00	0,00	5,79	0,00	0,00	0,00	0,00	34,74	32,11	2,63	0,53	2,37	0,26	0,00	0,00	1,58	0,00	8,68	0,00	0,00	10,26
Montemayor-1 *	178	27,97	8,90	1,27	0,85	0,00	16,10	0,00	0,42	1,06	0,00	10,17	8,90	1,27	0,85	4,24	0,00	0,00	0,64	0,00	0,00	10,17	1,27	0,00	16,10
MTMY	178,5	26,61	13,95	1,55	0,00	0,00	20,16	0,00	0,00	0,00	0,00	10,85	10,34	0,52	0,00	1,55	0,00	0,78	0,26	0,78	0,00	9,56	0,52	5,43	8,01
MTMY	179	29,87	11,95	0,52	0,00	0,00	5,97	0,00	0,26	0,00	0,00	32,73	32,73	0,00	0,00	1,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,16	0,52	4,16	8,83
MTMY	179,5	32,46	5,76	1,05	0,00	0,00	4,19	0,00	0,00	0,00	0,00	36,13	35,60	0,52	0,00	1,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,90	0,52	5,24	4,71
MTMY	180	47,41	5,18	1,55	0,26	0,00	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	23,83	23,58	0,26	0,00	3,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,51	0,00	4,66	6,22
MTMY	180,5	33,58	8,64	2,22	1,23	0,00	0,49	0,00	0,00	0,00	0,00	33,09	31,85	1,98	0,00	3,95	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,68	0,74	3,46	6,91
MTMY	181	33,45	10,56	3,17	1,06	0,00	5,28	0,00	0,00	0,00	0,00	28,17	27,11	1,06	0,35	3,87	0,00	0,00	0,00	1,76	0,00	2,46	1,06	2,11	6,69
MTMY	181,5	33,45	6,55	1,82	0,00	0,00	14,18	0,00	0,00	0,00	0,00	27,64	26,91	0,73	0,00	6,55	0,00	0,00	0,73	0,36	0,00	5,09	0,36	0,00	3,27
MTMY	182	29,37	11,11	2,65	0,00	0,00	13,49	0,00	0,26	0,00	0,00	17,99	16,93	1,06	0,00	9,26	0,00	0,00	0,00	2,12	0,00	6,88	1,85	0,53	4,50
MTMY	182,5	38,38	9,23	0,00	0,18	0,00	3,32	0,00	0,00	0,37	0,00	20,11	19,37	0,74	0,00	5,17	0,00	0,00	0,00	2,21	0,00	7,56	2,40	2,77	8,30

\*Amostras de Montemayor-1 não pesadas.



Tabela 3: Percentagens relativas das associações fria, temperada e tropical.

<b>Amostras</b>	<b>Profundidade (m)</b>	<b>% Foraminíferos de águas frias</b>	<b>% Foraminíferos de águas temperadas</b>	<b>% Foraminíferos de águas tropicais</b>
<b>MTMY</b>	<b>165</b>	67,32	21,26	3,94
<b>MTMY</b>	<b>166</b>	51,83	30,69	2,44
<b>MTMY</b>	<b>167</b>	28,10	56,82	25,62
<b>MTMY</b>	<b>168</b>	40,65	51,73	15,01
<b>MTMY</b>	<b>169</b>	34,07	58,24	25,00
<b>MTMY</b>	<b>169,5</b>	37,14	55,10	25,10
<b>Montemayor-1 *</b>	<b>170</b>	27,60	57,01	33,03
<b>Montemayor-1 *</b>	<b>170,15</b>	22,13	57,47	22,99
<b>MTMY</b>	<b>170,5</b>	31,84	54,98	28,11
<b>MTMY</b>	<b>171</b>	48,56	40,43	5,26
<b>MTMY</b>	<b>171,5</b>	36,07	54,34	9,59
<b>Montemayor-1 *</b>	<b>171,7</b>	49,80	42,13	10,43
<b>MTMY</b>	<b>172</b>	29,23	66,15	4,62
<b>Montemayor-1 *</b>	<b>172,45</b>	59,60	23,99	1,52
<b>MTMY</b>	<b>172,5</b>	44,49	40,25	9,75
<b>MTMY</b>	<b>173</b>	44,83	41,38	16,67
<b>MTMY</b>	<b>173,5</b>	68,48	26,09	2,17
<b>MTMY</b>	<b>174</b>	42,86	47,70	16,95
<b>MTMY</b>	<b>174,5</b>	33,97	53,71	29,54
<b>MTMY</b>	<b>175</b>	38,33	50,79	19,87
<b>MTMY</b>	<b>175,5</b>	41,79	42,94	12,79
<b>MTMY</b>	<b>176</b>	56,01	34,02	11,34
<b>MTMY</b>	<b>176,5</b>	66,82	24,83	2,32
<b>MTMY</b>	<b>177</b>	61,27	32,41	5,06
<b>Montemayor-1 *</b>	<b>177,5</b>	62,11	23,16	5,79
<b>Montemayor-1 *</b>	<b>178</b>	38,14	39,41	17,58
<b>MTMY</b>	<b>178,5</b>	37,47	50,90	20,16
<b>MTMY</b>	<b>179</b>	62,60	27,01	6,23
<b>MTMY</b>	<b>179,5</b>	68,59	25,13	4,19
<b>MTMY</b>	<b>180</b>	71,24	19,43	0,26
<b>MTMY</b>	<b>180,5</b>	66,67	21,73	0,49
<b>MTMY</b>	<b>181</b>	61,62	24,65	5,28
<b>MTMY</b>	<b>181,5</b>	61,09	28,36	14,18
<b>MTMY</b>	<b>182</b>	47,35	34,92	13,76
<b>MTMY</b>	<b>182,5</b>	58,49	23,43	3,69

\*Amostras de Montemayor-1 não pesadas.

Tabela 4: Número de foraminíferos planctônicos por grama de sedimento seco.

Amostras	Profundidade (m)	Fracção vista	Nº foraminíferos planctônicos na fracção vista	Nº total foraminíferos planctônicos na amostra	Peso seco da amostra (g)	Nº foraminíferos planctônicos p/ grama
MTMY	165	1	254	254	29,0554	9
MTMY	166	1	492	492	28,0946	18
MTMY	167	1	484	484	25,8026	19
MTMY	168	0,6	433	722	34,1494	21
MTMY	169	0,6	364	607	35,8622	17
MTMY	169,5	0,8	490	613	32,2259	19
Montemayor-1 *	170	0,5	221	442	-	-
Montemayor-1 *	170,15	1	348	348	-	-
MTMY	170,5	1	402	402	25,5773	16
MTMY	171	1	418	418	28,7407	15
MTMY	171,5	1	219	219	30,0248	7
Montemayor-1 *	171,7	0,5	508	1016	-	-
MTMY	172	1	65	65	30,5083	2
Montemayor-1 *	172,45	0,5	396	792	-	-
MTMY	172,5	1	236	236	20,996	11
MTMY	173	1	174	174	28,2422	6
MTMY	173,5	1	92	92	29,2422	3
MTMY	174	0,5	413	826	30,2422	27
MTMY	174,5	0,5	633	1266	31,2422	41
MTMY	175	1	634	634	26,8156	20
MTMY	175,5	0,5	524	1048	30,3482	32
MTMY	176	0,5	291	582	31,1175	17
MTMY	176,5	0,5	431	862	31,9842	24
MTMY	177	1	395	395	31,9439	11
Montemayor-1 *	177,5	0,6	380	633	-	-
Montemayor-1 *	178	1	472	472	-	-
MTMY	178,5	0,8	387	484	31,0372	16
MTMY	179	1	385	385	29,8762	12
MTMY	179,5	1	191	191	29,2048	6
MTMY	180	0,5	386	772	32,1239	23
MTMY	180,5	1	405	405	38,5719	12
MTMY	181	1	284	284	38,8465	8
MTMY	181,5	1	275	275	30,4814	7
MTMY	182	0,5	378	756	42,3027	20
MTMY	182,5	1	542	542	37,2257	15

\*Amostras de Montemayor-1 não pesadas.

Foram contados e identificados pelo menos 300 indivíduos para cada uma das 35 amostras, à exceção de cinco delas que não os continham (a 175,5 m, 172 m, 173 m, 173,5 m e a 179,5 m de profundidade).

As figuras seguintes representam as percentagens relativas de cada espécie de um determinado género em relação às restantes espécies existentes na amostra.

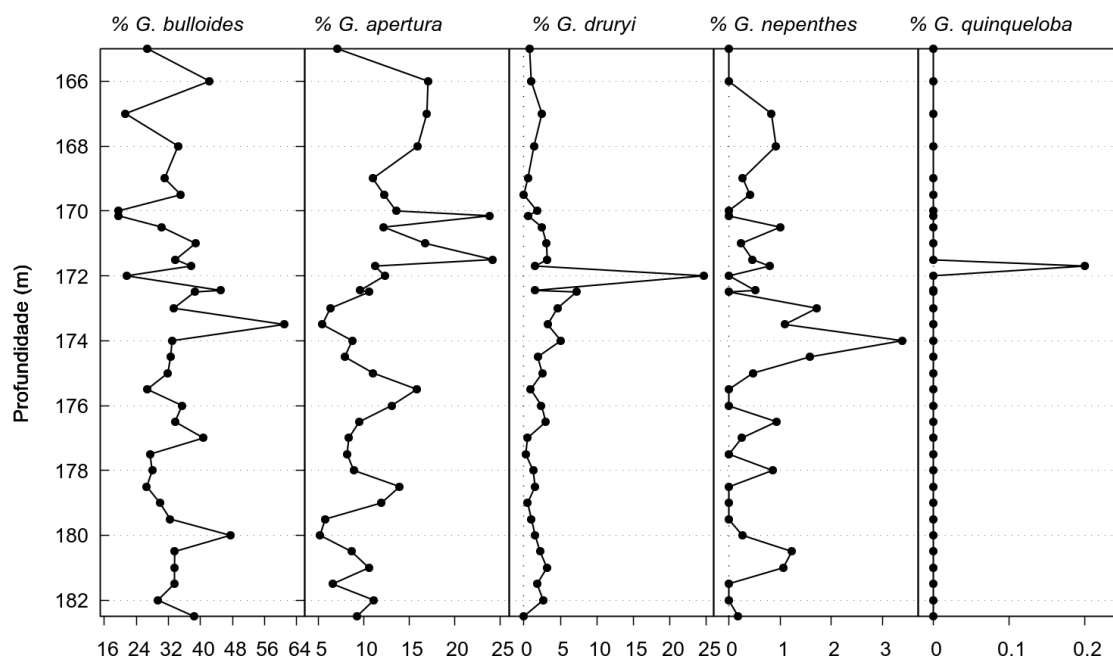


Figura 8.1: Percentagens relativas das espécies do género *Globigerina*: *G. bulloides*, *G. apertura*, *G. druryi* e *G. nepenthes* e de *Turborotalina quinqueloba*.

No geral é significativamente notória a maior percentagem de *G. bulloides* em relação às restantes espécies de *Globigerina*. Enquanto *G. bulloides*, típica de águas frias, representa em média cerca de 30 a 40% do género *Globigerina* ao longo do intervalo estudado, com um pico máximo de 60% aos 173,5 m e três picos mínimos (cerca de 20%) aos 171,7 m, 170 m e aos 167 m, as restantes espécies, de águas temperadas, estão em menor quantidade, rondando valores abaixo de 20% (*G. apertura*) e abaixo de 10% (*G. druryi* e *G. nepenthes*). São ainda de apontar dois máximos pronunciados, um na abundância de *G. druryi* aos 172 m e o segundo, de *T. quinqueloba* aos 172,5 m, coincidente com um mínimo de *G. bulloides*.

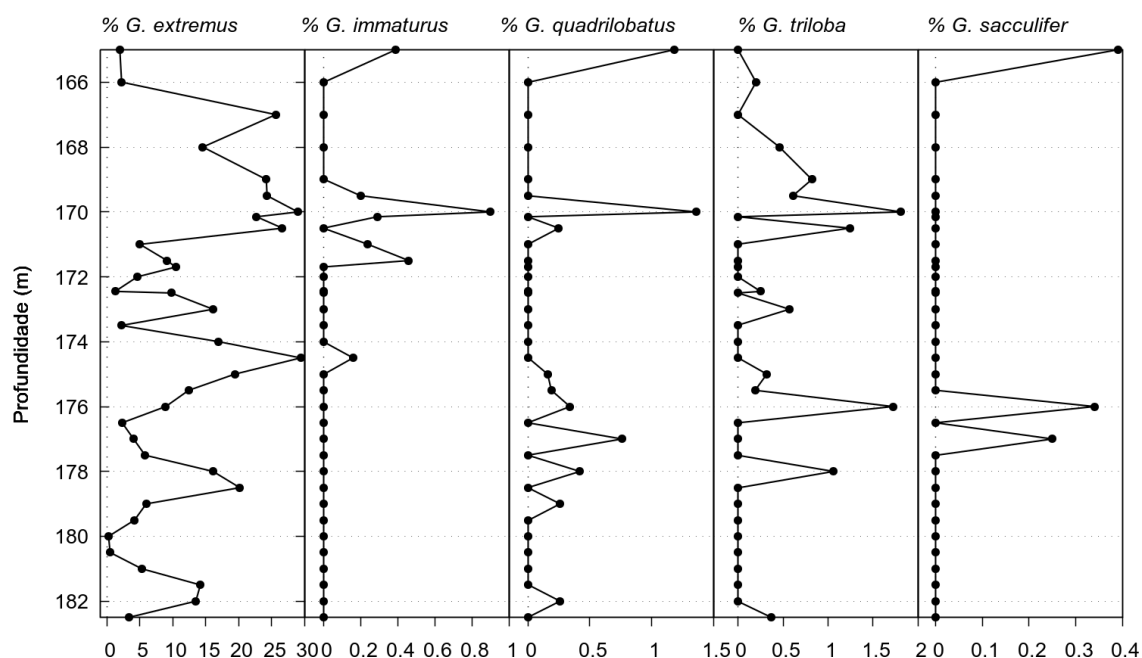


Figura 8.2: Percentagens relativas das espécies do género *Globigerinoides*: *G. extremus*, *G. immaturus*, *G. quadrilobatus*, *G. triloba* e *G. sacculifer*.

Todas as espécies do género *Globigerinoides* foram consideradas típicas de águas tropicais, embora haja uma grande diferença nas percentagens relativas entre *G. extremus* e as restantes espécies deste género. *G. extremus* atinge percentagens máximas que rondam os 10%, 15%, 20%, 25% e 30%, enquanto as restantes não ultrapassam os 2%.

Observando a variação da abundância de *Globigerinoides* ao longo da secção, verifica-se a existência de períodos mais quentes, marcados pela maior abundância destas espécies, e de períodos menos quentes, em que as mesmas atingem valores mínimos. *G. extremus* e *G. quadrilobatus* registam picos percentuais aos 182 m e perto dos 178 m (juntamente com *G. triloba*). Aos 177 m assiste-se a um aumento de *G. quadrilobatus* e *G. sacculifer* embora haja uma diminuição na abundância de *G. extremus* e *G. triloba*. Perto dos 174 m assiste-se a um aumento de *G. extremus* e de *G. immaturus*, e aos 170 m de profundidade observa-se um máximo percentual para todas as espécies à excepção de *G. sacculifer*.

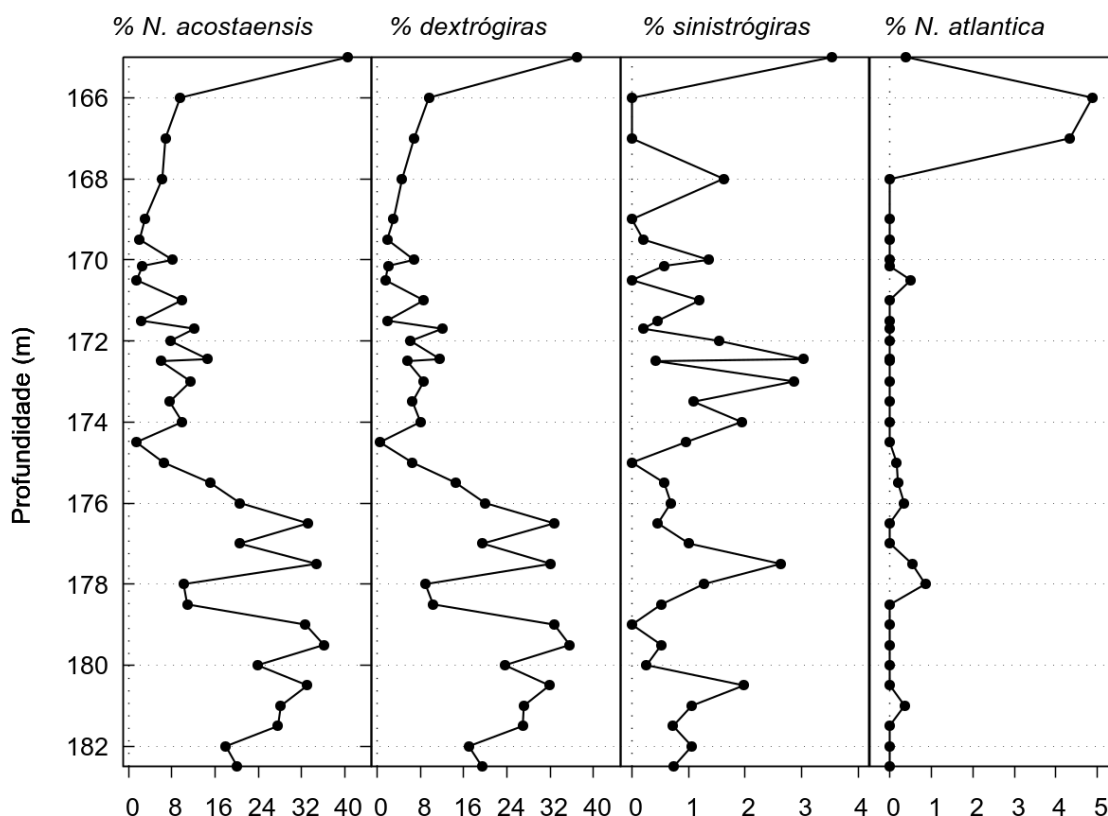


Figura 8.3: Percentagens relativas das espécies pertencentes ao género *Neogloboquadrina*: *N. acostaensis* (dextrógiras e sinistrógiras) e *N. atlantica*.

*Neogloboquadrina acostaensis* é uma espécie típica de águas frias. Verifica-se a sua sobreposição percentual em relação a *N. atlantica* ao longo de todo o intervalo estudado, com menos expressão aos 167 m e 166 m em que *N. acostaensis* representa apenas cerca de 7% da amostra e *N. atlantica* cerca de 5%. Nos primeiros metros do intervalo estudado assiste-se a um aumento significativo de *N. acostaensis* de cerca de 20% para 35%, com breves momentos de decadência (para cerca de 25%, 10% e 20%) aos 180 m, 178 m e 177 m, respetivamente. A partir dos 176,5 m até aos 174,5 m regista-se um declínio percentual muito significativo, atingindo mínimos de quase 1%. Nos quatro metros seguintes (até aos 170 m de profundidade) os números de *N. acostaensis* recuperam gradualmente oscilando até aos 15%, e a partir dos 169,5 m até ao topo do intervalo estudado assiste-se a um aumento expressivo para 40% de *N. acostaensis*.

Foram identificados os dois tipos de enrolamento da carapaça de *N. acostaensis*. A grande maioria dos exemplares apresenta enrolamento dextrógiro, embora existam entre 0 a quase 5% de indivíduos com enrolamento sinistrógiro. Entre os 174 m e os 172 m de profundidade regista-se um ligeiro aumento da abundância de espécies sinistrógiras, rondando os 3%, à semelhança do que se verifica a partir dos 166 m até ao topo do intervalo estudado.

Todos os exemplares de *N. atlantica* encontrados no presente estudo apresentam enrolamento sinistrógiro. A abundância desta espécie é mínima, não ultrapassando os 2% ao longo do intervalo estudado. No entanto, apresenta um pico percentual máximo relativamente significativo a partir dos 168 m até aos 165 m de profundidade, onde *N. atlantica* atinge 5% de abundância.

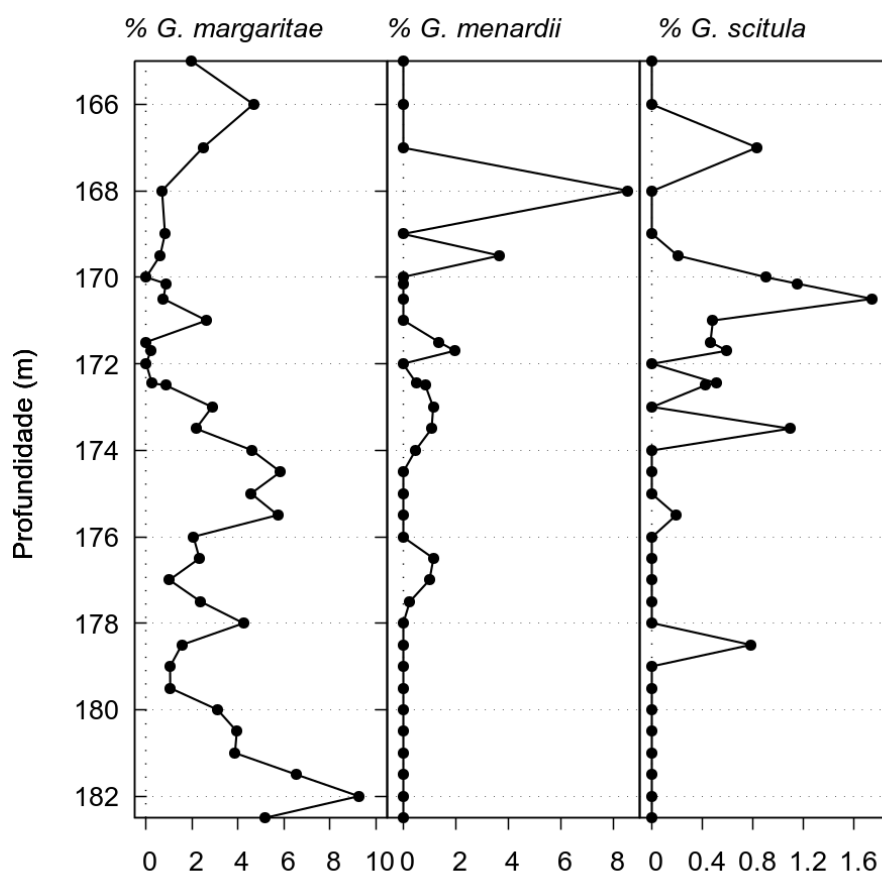


Figura 8.4: Percentagens relativas das espécies pertencentes ao género *Globorotalia*: *G. margaritae*, *G. menardii* e *G. scitula*.

Das espécies deste género apenas *G. menardii* foi utilizada para o cálculo da percentagem relativa da associação temperada. Observam-se cinco picos em que a percentagem relativa de *G. menardii* aumenta ligeiramente, passando de 0% a 1%, 2%, quase 4% e quase 9%, aos 176,5 m, 173 m, 171,7 m, 169,5 m e 168 m, respetivamente. No entanto, é *G. margaritae* a espécie com mais representatividade ao longo do intervalo estudado, atingindo máximos percentuais aos 182 m de profundidade (9%), aos 175,5 m e aos 174,5 m (quase 6%), aos 178 m e aos 166 m de profundidade (4% e quase 5%, respetivamente). *G. scitula* é a espécie menos abundante, oscilando entre 0% e 1% e atingindo um máximo de quase 2% aos 170,5 m de profundidade.



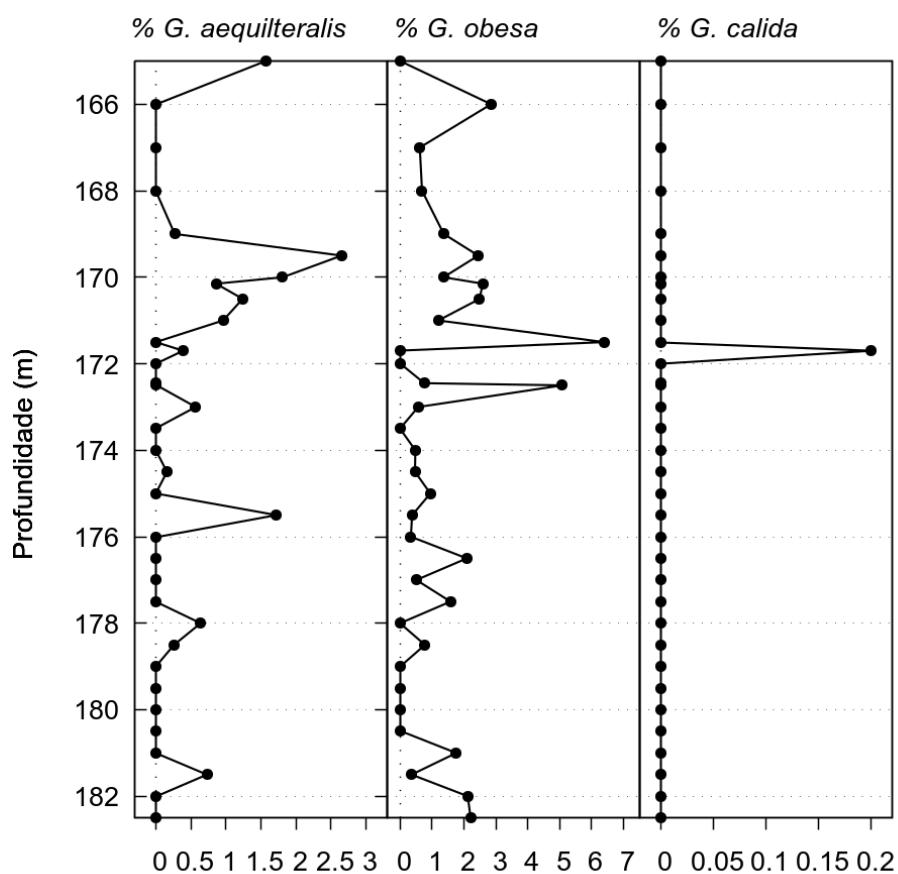


Figura 8.5: Percentagens relativas das espécies pertencentes ao género *Globigerinella*: *G. aequilateralis*, *G. obesa* e *G. calida*.

*Globigerinella calida* é uma espécie típica de águas temperadas e está presente apenas aos 171,7 m de profundidade, onde se encontrou apenas um exemplar. Por sua vez, *G. aequilateralis* e *G. obesa* representam uma maior fração percentual, com valores oscilando entre os 0% e os 3%. *G. aequilateralis* apresenta o seu máximo (quase 3%) aos 169,5 m de profundidade, enquanto *G. obesa* expressa dois picos máximos (5% e quase 7%) aos 172,5 m e aos 171,5 m, respetivamente.

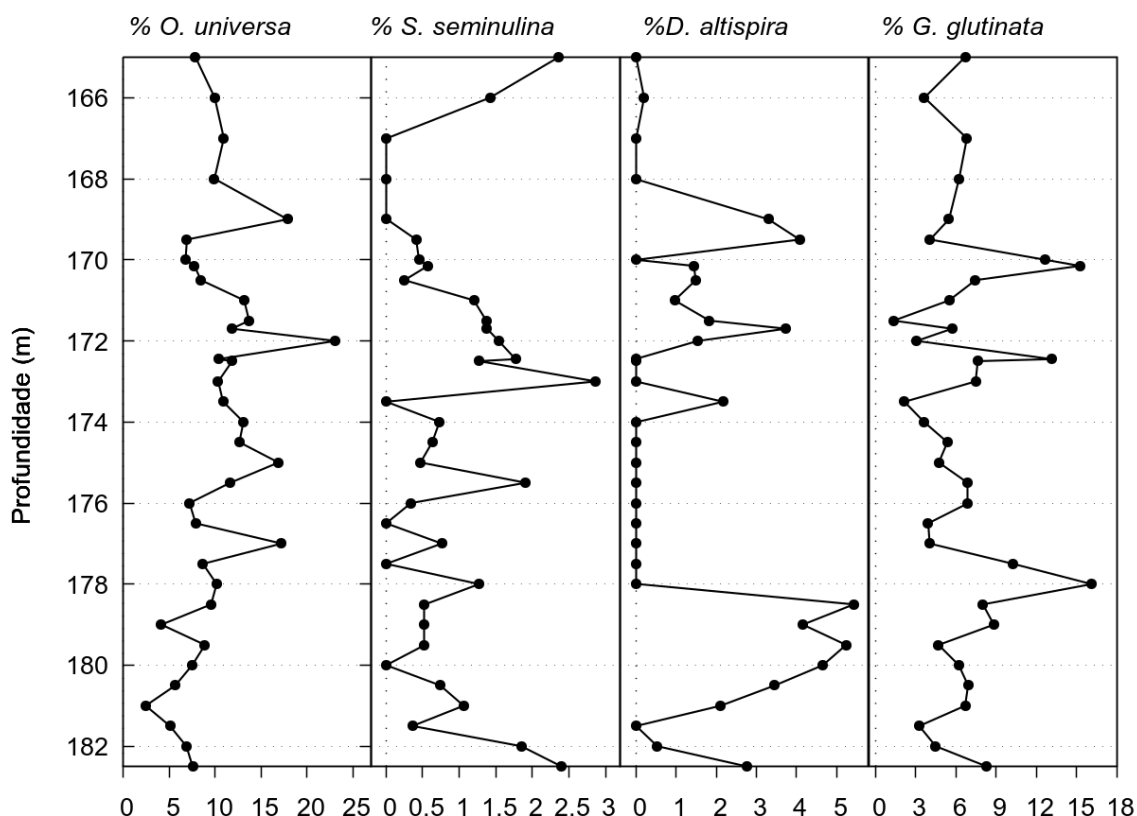


Figura 8.6: Percentagem relativa de *Orbulina universa*, *Sphaerodinellopsis seminulina*, *Dentoglobigerina altispira altispira* e *Globigerinita glutinata*.

Na figura 8.6 estão representadas as abundâncias relativas das restantes espécies identificadas neste estudo: *Orbulina universa*, *Sphaerodinellopsis seminulina*, *Dentoglobigerina altispira altispira* e *Globigerinita glutinata*.

*Orbulina universa* é considerada uma espécie típica de águas temperadas. Observam-se oscilações entre os 2,5% (aos 181 m) e os 25% (aos 172 m) ao longo do intervalo estudado, sendo que até aos 177,5 m de profundidade *Orbulina universa* não excede os 10%. Observa-se um aumento percentual desta espécie a partir dos 177,5 m de profundidade para valores a rondar os 10% a 15%, atingindo o seu máximo (quase 25%) aos 172 m. Nos metros seguintes regista-se o declínio de *O. universa* para valores inferiores a 10%, que são recuperados entre os 170 m e os 169 m mas que voltam a cair para valores inferiores a 10% nos últimos três metros do intervalo estudado (168 m a 165 m).

A abundância relativa de *Sphaerodinellopsis seminulina* varia ao longo do intervalo estudado entre 0% e quase 3%. Apresenta máximos perto de 2,5% na base e no topo da secção estudada (aos 182,5 m e aos 165 m) e de quase 3% aos 173 m de profundidade. Os mínimos (0%) registam-se aos 180 m, 177,5 m, 176,5 m, 173,5 m e dos 169 m aos 167 m.

*Dentoglobigerina altispira altispira* foi considerada para este estudo como uma espécie representativa da associação temperada. A sua abundância relativa sofre variações entre os 0% e os quase 6%, sendo estes máximos atingidos em breves momentos ao longo da secção estudada. No primeiro metro analisado, dos 182,5 m aos 181,5 m assiste-se a um decréscimo desta espécie de quase 3% para 0%. Dos 181,5 m aos 178,5 m é registado um aumento percentual até perto dos 6%, que volta a diminuir para 0% aos 178 m de profundidade e assim se mantém pelos quatro

metros seguintes, até aos 174 m de profundidade. A partir dos 174 m até aos 169,5 m a abundância de *D. altispira* aumenta gradualmente até aos 4%, embora sofrendo duas diminuições drásticas, aos 172,5 m e aos 170 m de profundidade. Dos 169,5 m até ao topo do intervalo estudado observa-se novamente uma diminuição na percentagem relativa desta espécie, caindo para perto dos 0%.

A abundância de *Globigerinita glutinata* varia entre os 1% e os 16%. Nos primeiros três metros, desde os 182,5 m aos 179,5 m, a percentagem relativa de *G.glutinata* varia entre 3% a 8%. Desde os 178,5 m aos 178 m assiste-se a um aumento significativo da abundância desta espécie, atingindo aos 178 m de profundidade o seu máximo percentual de 16%. Dos 178 m até aos 173,5 m a abundância de *G.glutinata* diminui para valores entre os 2% e os 7%, até que é registado novamente um aumento significativo, aos 172,5 m de cerca de 15%. No metro seguinte a abundância desta espécie volta a diminuir, atingindo o mínimo de 2% registado aos 171,5 m. De seguida assiste-se novamente a um aumento até cerca de 15% desta espécie aos 170,15 m de profundidade, que volta a diminuir para valores à volta de 6% até aos metros mais superiores da secção estudada (dos 169,5 m aos 165 m de profundidade).

A figura 8.7 ilustra as variações das associações de foraminíferos planctónicos (de águas frias, temperadas e tropicais) que permitem caracterizar as oscilações da temperatura da água superficial e consequentemente extrapolar brevemente as condições climáticas e as suas alterações.

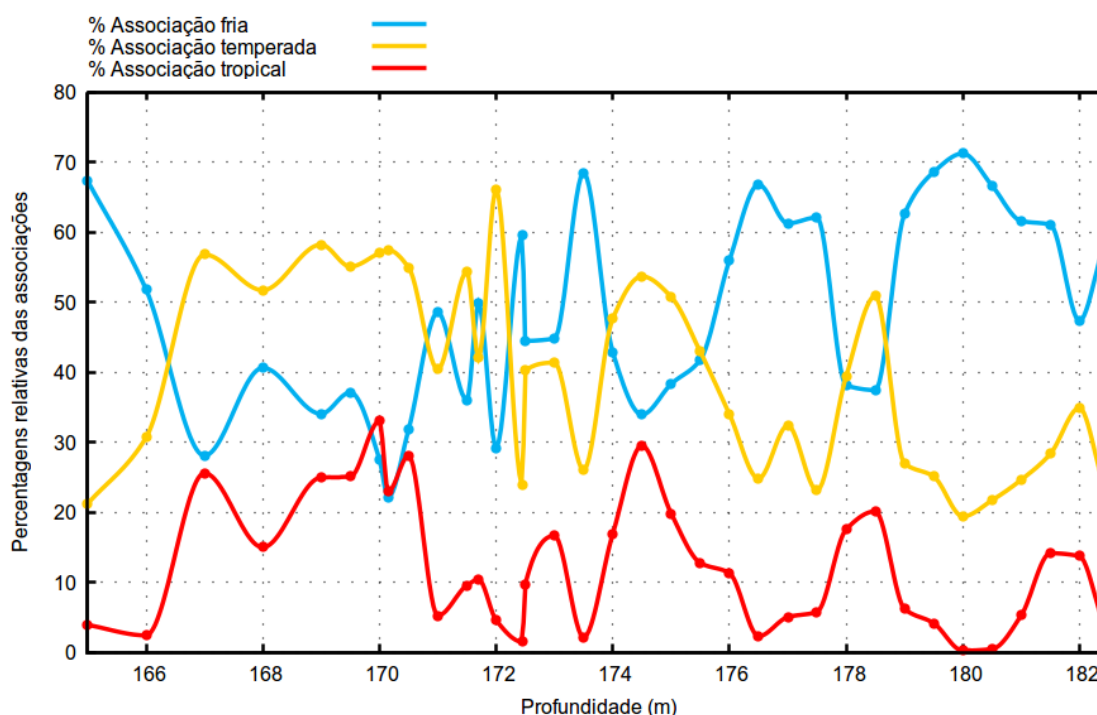


Figura 8.7: Percentagens relativas das associações de foraminíferos planctónicos de água fria, água temperada e água tropical em função da profundidade da sondagem de Montemayor-1.

A relação de abundância/escassez entre espécies de águas tropicais e espécies de águas frias parece ser congruente. É notório ao longo do intervalo estudado que durante os períodos de alta abundância de espécies de águas frias a percentagem de espécies de águas tropicais é baixa, e vice-versa. A abundância das espécies temperadas acompanha a abundância das espécies tropicais e é inversa em

relação às espécies frias, aumentando ligeiramente ao longo da secção estudada, com valores compreendidos entre os 20 e os 70%.

No primeiro metro e meio estudado (182,5 m – 181 m de profundidade) regista-se uma predominância de espécies de águas frias (quase 50%), cerca de 30% de espécies de águas temperadas e 15% de espécies de águas tropicais, indicando temperaturas relativamente frias para as águas superficiais.

Nos dois metros seguintes (181 m – 179 m de profundidade) acentua-se o domínio de espécies de águas frias, atingindo valores máximos de 70% de abundância, ao mesmo tempo que se registam as menores percentagens de espécies de águas temperadas e onde as espécies de águas tropicais não ultrapassam os 10%, acusando temperaturas ainda mais baixas que nos dois metros anteriores.

Entre os 179 m e os 178 m de profundidade assiste-se a uma descida repentina na abundância de espécies de águas frias enquanto as espécies de águas temperadas atingem valores de 50% e se regista um aumento (para 20%) de espécies de águas tropicais, apontando uma subida da temperatura das águas superficiais.

No intervalo entre os 178 m e os 176 m de profundidade verifica-se novamente o domínio de espécies de águas frias (quase 70%), coincidente com a redução na abundância de espécies de águas temperadas e tropicais (para cerca de 30% e 5%, respetivamente), indicativo de ambientes frios novamente.

Dos 176 m aos 174 m de profundidade é evidente a diminuição significativa na abundância de espécies de águas frias, atingindo as espécies de águas temperadas valores acima dos 50% de abundância e as espécies de águas tropicais 30%, representando outro momento de aquecimento da temperatura das águas superficiais.

Nos três metros seguintes (174 m – 171 m de profundidade) assiste-se a um restabelecimento das espécies de águas frias como espécies dominantes. No entanto, a tendência geral ao longo destes três metros é para uma diminuição expressiva na abundância das mesmas, ao mesmo tempo que a percentagem de espécies de águas temperadas vai aumentando (atingindo o seu máximo de quase 70% aos 172 m), à semelhança do que acontece com as espécies de águas tropicais que registam dos picos (de cerca de 15% e quase 20%) em dois momentos concretos, aos 173 m e aos 171,5 m de profundidade, respetivamente.

Aos 170 m de profundidade as espécies de águas frias registam os valores mais baixos (cerca de 20%), enquanto as espécies de águas temperadas registam mais de 50% de abundância e as de águas tropicais à volta de 30%. O mínimo registado de espécies de águas frias juntamente com a grande abundância de espécies de águas temperadas e a subida na percentagem de espécies de águas tropicais caracterizam mais uma e significativa subida da temperatura das águas superficiais.

A partir dos 170 m de profundidade até aos 167 m assiste-se a um período onde predominam as espécies de águas temperadas (com valores entre os 50% e os 60% de abundância). Durante este intervalo as espécies de águas frias registam os seus valores mais baixos (entre 30% a 40%), ao contrário das espécies de águas tropicais que registam os seus valores mais altos (entre os 15% e os 35%), caracterizando um aumento significativo na temperatura das águas superficiais.

Nos últimos dois metros da fracção estudada (167 m – 165 m de profundidade) está registado um aumento abrupto na abundância de espécies de águas frias (até 70%), ao mesmo tempo que se assiste a uma diminuição nas percentagens de

espécies de águas temperadas (para 20%) e de espécies de águas tropicais (para valores inferiores a 10%).

No geral, da base para o topo do intervalo estudado (182,5 m a 165 m), é possível verificar a evolução de águas frias (predomínio da associação fria) para águas temperadas (predomínio da associação temperada), assistindo-se no topo (165 m) ao regresso de águas frias. Registam-se ainda cinco momentos breves de aumento significativo da temperatura das águas (aos 182 m, 178,5 m, 174,5 m, 170 m e 167 m), registados pela diminuição na abundância de espécies de águas frias (até quase 20%) e pelo aumento de espécies de águas tropicais (até cerca de 30%). As espécies de águas temperadas acompanham no geral a evolução das percentagens relativas às espécies de águas tropicais, embora a sua abundância seja sempre superior (dos 20% na base da secção estudada, aos quase 60% no intervalo 170,5 m – 167 m). Este aumento percentual sugere aquecimento e evolução de um ambiente mais frio para temperado.

A curva relativa ao número de foraminíferos planctónicos por grama de sedimento seco contém algumas lacunas devido ao facto de certas amostras não terem sido pesadas (figura 8.8).

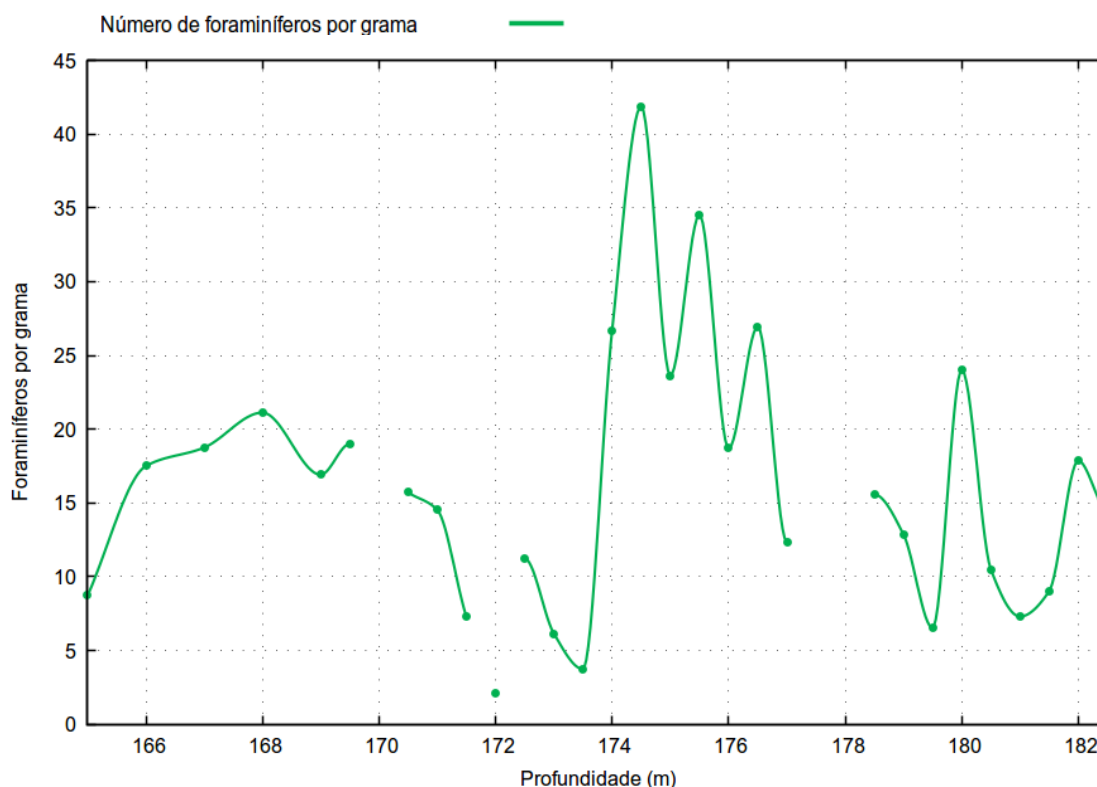


Figura 8.8: Número de foraminíferos planctónicos por grama de sedimento seco em função da profundidade da sondagem de Montemayor-1.

Verifica-se que na base da secção estudada (182,5 m aos 181 m) o número de foraminíferos por grama é relativamente baixo, oscilando entre os 18 e os 8 indivíduos. Aos 180 m de profundidade assiste-se a um aumento para quase 25 foraminíferos por grama.

Depois dos 180 m assiste-se a uma diminuição para cerca de 7 indivíduos por grama, que é contrariada a partir dos 179,5 m, onde se voltam a registar 15 foraminíferos por grama.

Entre os 177 m e os 174,5 m de profundidade o número de carapaças por grama de sedimento seco aumenta significativamente, atingindo aos 174,5 m o seu máximo registado, com quase 45 exemplares por grama. Esta subida é interrompida por dois momentos breves em que o número de indivíduos por grama diminui para cerca de 20 e 25, aos 176 m e aos 175 m, respetivamente.

A partir dos 174,5 m observa-se um decréscimo acentuado dos mesmos (para valores inferiores a 5 indivíduos por grama) até aos 173,5 m de profundidade, que é recuperado gradualmente até aos 167 m, onde se chegam a registar novamente cerca de 20 exemplares por grama de sedimento seco.

Nos últimos dois metros da secção analisada (167 m – 165 m) há novamente uma tendência para a diminuição do número de exemplares, caindo o número de foraminíferos para cerca de 8 indivíduos por grama.

O cálculo de foraminíferos planctónicos por grama de sedimento seco e as variações da sua abundância parecem relacionar-se com as abundâncias relativas das associações planctónicas: nos momentos em que há uma elevada quantidade de foraminíferos por grama a associação tropical regista máximos, enquanto que nos períodos com menos foraminíferos por grama a associação tropical regista valores mínimos.

## 9. Discussão

### 9.1. Associações de foraminíferos planctônicos e isótopos de oxigênio

Para facilitar a comparação entre a evolução das associações planctônicas, o registo isotópico e os valores de PC1U (em função da profundidade da sondagem de Montemayor-1) com a posterior comparação com as oscilações astronômicas (em função do tempo) foi realizado um gráfico (figura 9.1) ilustrando a relação tempo/profundidade, em milhões de anos e metros, respetivamente, e portanto os resultados serão apresentados em função da idade daqui para a frente.

Verifica-se uma ligeira diferença no ritmo de sedimentação desde a base da secção estudada até o topo da mesma. Na base, dos 182 m até sensivelmente os 174 m de profundidade (aproximadamente dos 5,6 Ma aos 5,54 Ma) a taxa de sedimentação permite o registo de cerca de 600 mil anos em 8 m, ou seja, 100 mil anos a cada 1,33 m. Depois dos 174 m de profundidade (pouco depois dos 5,54 Ma) a sedimentação aumenta, possibilitando o registo de cerca de 400 mil anos em 6 m, com a acumulação de cerca de 1,5 m de sedimentos a cada 100 mil anos.

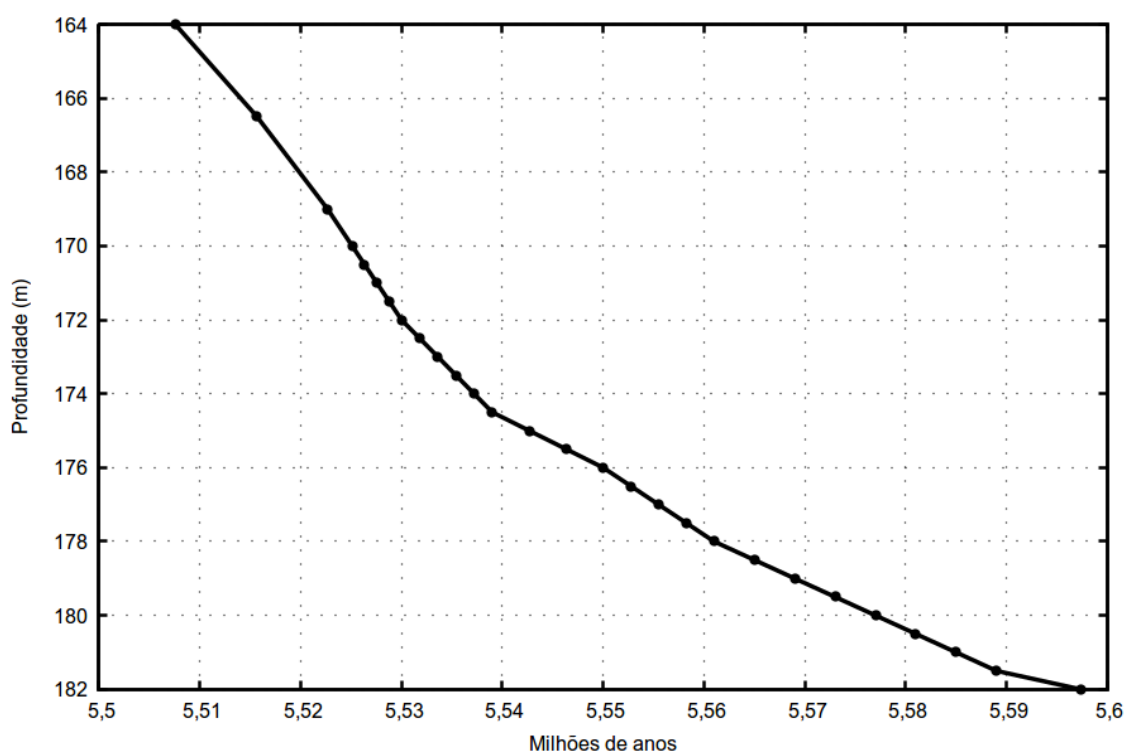


Figura 9.1: Relação entre a profundidade da sondagem de Montemayor-1 e a idade dos sedimentos baseados na ciclostratigrafia e magnetostratigrafia de Van den Berg *et al.* (2015).

Comparando as análises isotópicas de oxigênio, em conchas de foraminíferos planctônicos e bentônicos, realizadas por Pérez-Asensio *et al.*, (2012a) à sondagem de Montemayor-1 com as associações de foraminíferos planctônicos do presente estudo, verifica-se que o registo isotópico planctónico segue a tendência do registo bentónico, apesar de apontar, no geral, para valores mais baixos de  $\delta^{18}\text{O}$ . É também perceptível que as variações isotópicas se fazem sentir ligeiramente mais cedo no registo planctónico do que no registo bentónico, possivelmente devido à maior susceptibilidade das águas de superfície às mudanças climáticas. As associações de foraminíferos planctônicos parecem variar consoante o ritmo das oscilações isotópicas

planctónicas, ligeiramente mais cedo que o assinalado pelo registo bentónico (figuras 9.2 e 9.3).

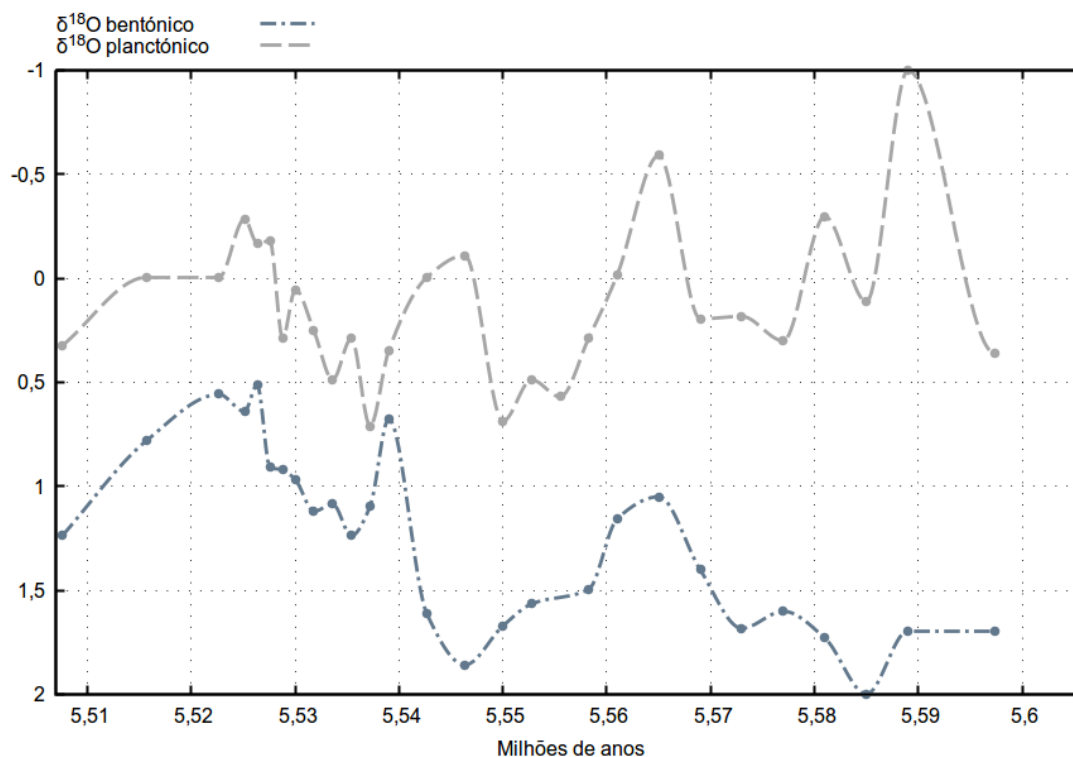


Figura 9.2: Registo isotópico bentónico e planctónico de oxigénio da sondagem de Montemayor-1 de Pérez-Asensio *et al.*, (2012a).

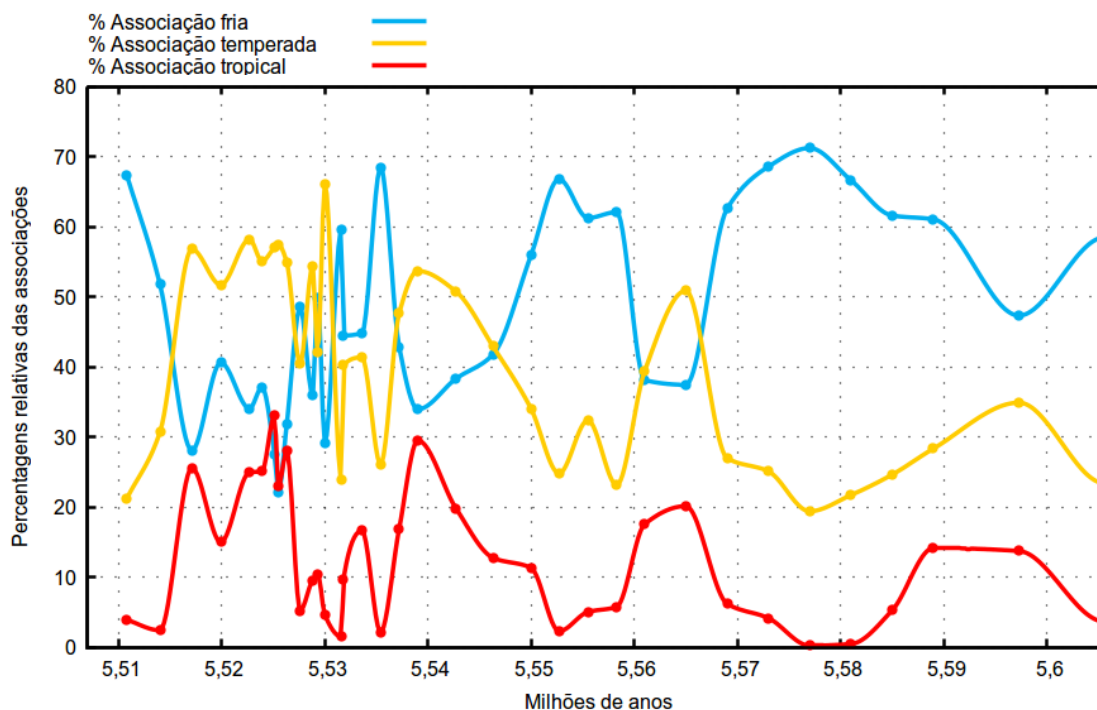


Figura 9.3: Percentagens relativas das associações planctónicas fria, temperada e tropical em função da idade dos sedimentos.



Observa-se, da base para o topo, dos 5,6 Ma aos 5,5 Ma (182,5 m - 165 m), uma tendência para a diminuição dos valores do registo isotópico bentónico (para valores negativos), indicando aquecimento das águas, à semelhança da evolução das associações planctónicas. Este aumento progressivo da temperatura é intercalado por dois períodos significativamente frios, entre os 5,6 Ma e os 5,58 Ma (182,5 m e os 181 m) e aos quase 5,54 Ma (175,5 m), respectivamente, no registo bentónico, que Van den Berg *et al.*, (2015) correlacionam com os períodos glaciares TG 14 e TG 12, definidos por Shaekleton *et al.* (1995). O registo isotópico planctónico assinala igualmente estes momentos, embora um pouco mais cedo, entre os 5,6 Ma e os 5,59 Ma (183 m - 182 m) para o TG 14, e pouco depois dos 5,55 Ma (aos 176,5 m) para o TG 12. As associações planctónicas confirmam estes momentos, com elevada predominância de espécies de águas frias (entre 60% e 70%) e escassez de espécies de águas tropicais (entre 10% e 20%).

Por outro lado, os cinco picos em que se verifica um aumento breve e significativo na abundância de espécies de águas tropicais, entre os 5,6 Ma e os 5,59 Ma (182 m – 181 m), entre os 5,57 Ma e os 5,6 Ma (179 m - 178 m), aos 5,54 Ma (174,5 m), pouco antes dos 5,52 Ma (170 m) e pouco depois dos 5,52 Ma (167 m), coincidem com descidas acentuadas nos valores isotópicos de oxigénio.

As variações nas associações de foraminíferos planctónicos parecem estar de acordo com os dados isotópicos de oxigénio de Pérez-Asensio *et al.*, (2012a). Ambos refletem um aumento progressivo da temperatura das águas (superficiais e profundas), evoluindo de um ambiente frio para temperado quente, voltando no topo da secção analisada a tendência para o arrefecimento.

## **9.2. Foraminíferos por grama e análise de componentes principais (PC1U) de Fluorescência de raios X (XRF)**

As análises XRF realizadas por Van den Berg *et al.*, (2015) aos sedimentos da sondagem de Montemayor-1 resultaram na curva de PC1U (figura 9.4). Quando a mesma apresenta valores positivos, são os elementos Zr, Si, Ti que estão em maior abundância (presentes em todo tipo de minerais silicatos, de origem terrígena). Quando a curva de PC1U apresenta valores negativos são o Ca e o Sr os elementos predominantes (típicos de ambientes sedimentares, constituintes das carapaças de foraminíferos e cocolitoforídeos) juntamente com K e Fe (elementos presentes nas argilas, predominantemente aluminossilicatos). Esta relação entre PC1U positivo e negativo foi referida por Van den Berg *et al.*, (2015) como indicativa de alternâncias entre períodos mais secos (de precessão máxima e insolação mínima) e períodos húmidos (de precessão mínima e insolação máxima), respetivamente.

Durante os períodos secos, devido à aridez e diminuição da vegetação, com aumento da taxa de erosão (Van den Berg *et al.* 2015), o acarreio sedimentar fluvial era constituído principalmente por minerais terrígenos (silicatos) siltosos, contribuindo para a predominância destes nos sedimentos marinhos e diminuindo, em termos relativos, o carbonato biogénico (PC1U positivo). Por outro lado, durante os períodos húmidos o acarreio de siltes era reduzido (devido à maior abundância da vegetação, (Van den Berg *et al.*, 2015) o que, em termos relativos, aumentava o conteúdo em argila e a abundância de foraminíferos, originando aumento do Ca, Sr, K e Fe (PC1U negativo).

A curva relativa às percentagens de foraminíferos planctónicos por grama de sedimento seco contém algumas lacunas devido ao facto de certas amostras não terem sido pesadas (figura 9.5). No entanto, a maior ou menor quantidade de exemplares por grama de sedimento pode ser utilizada como um indicador de períodos mais benéficos para o desenvolvimento dos mesmos (períodos quentes) ou menos benéficos (períodos frios), respetivamente. Similarmente, o maior ou menor acarreo sedimentar até à bacia deposicional influencia a abundância de foraminíferos no sedimento: quanto mais significativo for o acarreo sedimentar, menor será a quantidade de foraminíferos, enquanto se o acarreo for menos significativo, a quantidade de foraminíferos em relação ao sedimento aumenta.

Assim, será expectável que o número de foraminíferos por grama seja alto quando PC1U for negativo (indicativo de períodos húmidos, com fraco acarreo sedimentar devido à maior abundância de vegetação), e que seja baixo quando PC1U for positivo (indicativo de períodos áridos, em que a vegetação escasseia, a taxa de erosão aumenta e o acarreo sedimentar de siltes é mais forte).

Na base da secção estudada, dos 5,6 Ma aos 5,57 Ma (182,5 m – 179,5 m) o número de foraminíferos por grama é relativamente baixo (não ultrapassando os 25 exemplares), sugerindo forte acarreo sedimentar siltoso devido a maior aridez e erosão (Van den Berg *et al.*, 2015), coincidente com valores positivos de PC1U. Juntamente com o predomínio da associação fria e com os altos valores isotópicos de oxigénio é possível caracterizar para este intervalo um clima árido e seco com temperaturas relativamente baixas.

Segue-se o aumento progressivo do número de foraminíferos por grama até pouco antes dos 5,55 Ma (176,5 m), onde se registam cerca de 27 indivíduos por grama, indicando menor acarreo sedimentar siltoso terrígeno (concordante com a descida dos valores de PC1U até perto do negativo) e coincidente com o aumento da abundância de espécies típicas de águas tropicais e valores isotópicos baixos, caracterizando para este intervalo um clima húmido e com águas mais quentes.

A partir dos 5,55 Ma e até aos 5,54 Ma (176 m – 174,5 m) assiste-se a um aumento gradual do número de foraminíferos planctónicos por grama de sedimento, onde atinge o máximo registado (41 exemplares). Ao longo destes 10 mil anos os valores de PC1U atingem o mínimo negativo, indicativo de maior humidade e menor acarreo sedimentar de siltes, ao mesmo tempo que o aumento da abundância de espécies tropicais e a diminuição dos valores isotópicos indicam um aumento da temperatura das águas.

Depois dos 5,54 Ma (174,5 m) assiste-se a uma quebra bastante significativa no número de foraminíferos por grama, atingindo um mínimo bastante pronunciado, perto dos 5,53 Ma (173,5 m), com apenas 3 exemplares por grama, ao mesmo tempo que se regista novamente a subida dos valores de PC1U, o predomínio da associação fria e a subida significativa dos valores isotópicos.

O número de foraminíferos por grama mantém-se baixo até pouco depois dos 5,53 Ma (aos 171,5 m) ao mesmo tempo que PC1U indica o retorno a um clima de maior aridez com maior acarreo sedimentar e os valores isotópicos sobem, coincidentes com o regresso da predominância da associação planctónica fria.

Depois dos 5,53 Ma e até pouco depois dos 5,52 Ma (171,5 m – 167 m) a quantidade de foraminíferos é recuperada gradualmente, chegando a atingir novamente cerca de 20 carapaças por grama, quase aos 5,52 Ma (167 m). Ao longo deste intervalo os valores de PC1U são negativos novamente, sugerindo maior

humidade e menor acarreo sedimentar. O registo isotópico diminui ligeiramente e a associação planctónica tropical regista máximos de abundância relativa, indicando também o aquecimento das águas.

Depois dos 5,52 Ma e até aos 5,5 Ma (167 m – 165 m de profundidade) o número de foraminíferos volta a diminuir, registando 9 exemplares por grama no topo da secção analisada. Esta diminuição é congruente com o aumento da abundância de espécies frias, com a subida isotópica registada e com a subida dos valores de PC1U, expressivos do regresso a um ambiente seco e de águas frias.

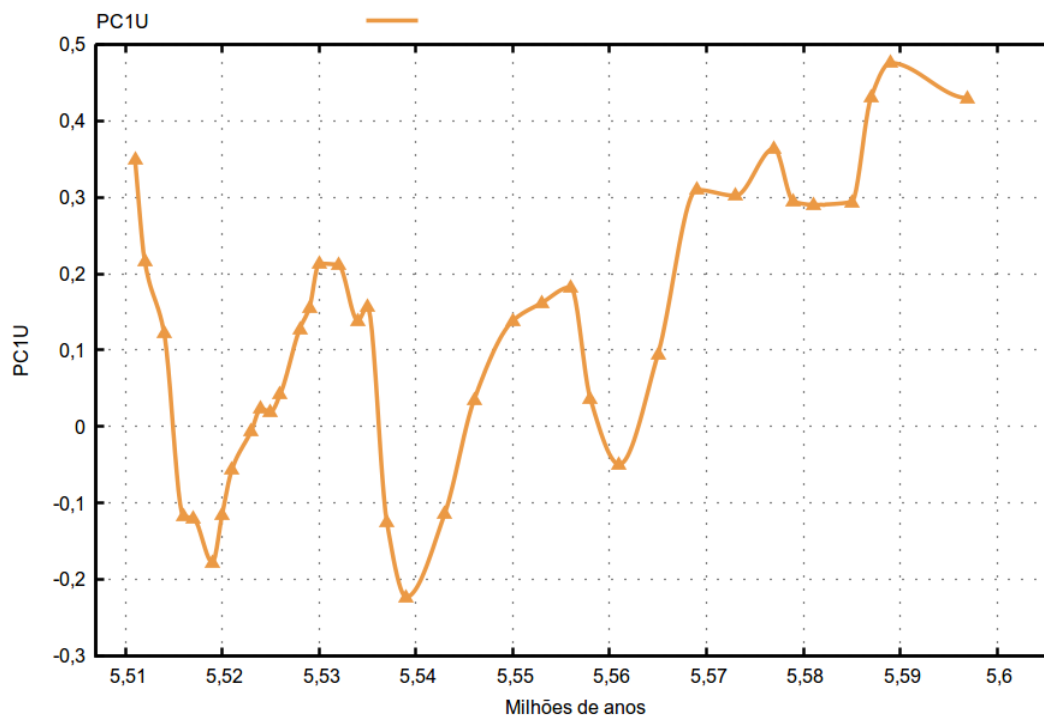


Figura 9.4: Curva resultante da análise de componentes principais (PC1U) de Van den Berg *et al.*, (2015).

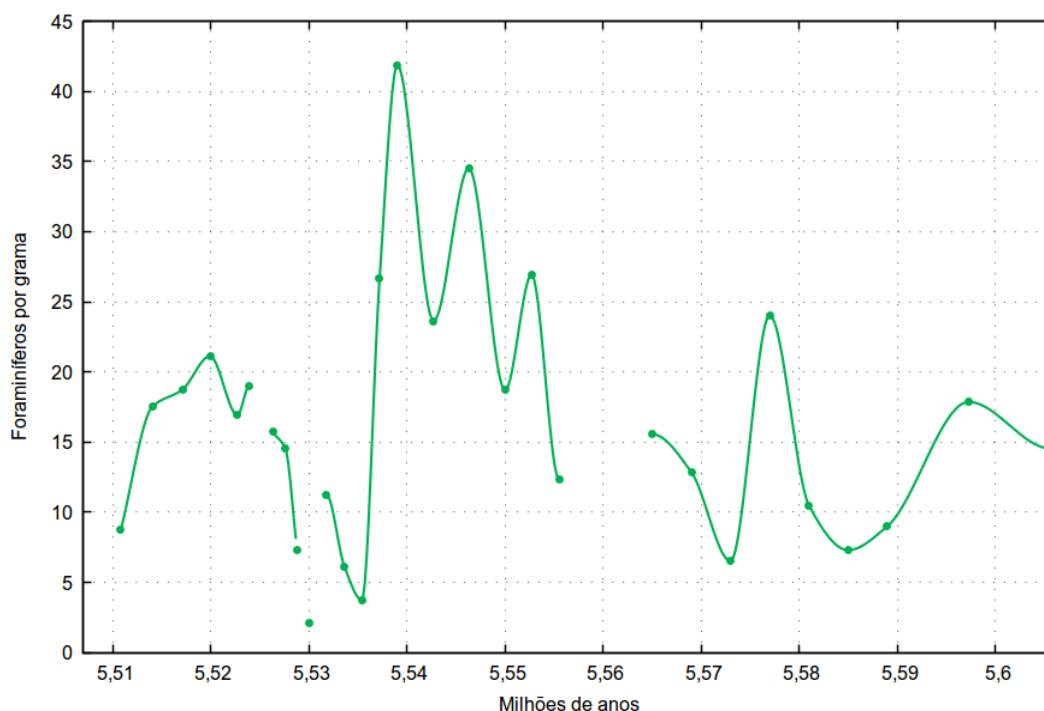


Figura 9.5: Número total de carapaças de foraminíferos planctónicos por grama de sedimento seco em função da idade dos sedimentos.

O cálculo de foraminíferos planctônicos por grama de sedimento e as variações da sua abundância, quando comparados com as análises XRF de Van den Berg *et al.*, (2015), permitem observar a relação entre períodos áridos com menores quantidades de foraminíferos por grama de sedimento e períodos húmidos com maiores quantidades de exemplares por grama de sedimento.

Durante os períodos áridos, devido à escassez da vegetação e às maiores taxas de erosão o transporte de maiores quantidades de sedimentos siltsos terrígenos para a bacia fizeram diminuir em termos relativos o carbonato biogénico, ou seja, também o número de carapaças por grama de sedimento. Por outro lado, ao longo dos períodos húmidos a vegetação não permitiria o transporte de quantidades significativas de material siltsoso até à bacia, aumentando em termos relativos o carbonato biogénico e o número de foraminíferos planctônicos por grama.

As variações da abundância de foraminíferos planctônicos por grama de sedimento seco parecem ser congruentes com as variações de PC1U. Quando PC1U é negativo (indicativo de períodos húmidos e com fraco acarreo sedimentar) registam-se maiores números de carapaças por grama de sedimento (sugerindo também ambientes propícios ao desenvolvimento dos mesmos) que, em conjunto com o aumento de espécies tropicais nestes momentos, sugerem para estes períodos temperaturas relativamente mais quentes. Por outro lado, quando PC1U é positivo, referente a períodos secos e áridos, com forte acarreo sedimentar, o número de foraminíferos por grama de sedimento é menor e o predomínio da associação de espécies frias nestes momentos expressam períodos mais frios, menos favoráveis ao desenvolvimento dos mesmos.

### **9.3. Parâmetros astronómicos**

A quantificação dos parâmetros astronómicos tem sido realizada ao longo do tempo inúmeras vezes através de aproximações analíticas dos movimentos planetários. Atualmente os modelos destes parâmetros astronómicos são baseados em integração numérica computadorizada e incluem variáveis e outros fatores como efeitos relativísticos, o achatamento da Terra, do Sol e da Lua, a desaceleração das marés da Terra e o atrito climático (Hinnov & Hilgen, 2012). O modelo nominal La2004 (Laskar *et al.*, 2004) inclui todas estas variáveis e providencia um modelo fidedigno da excentricidade orbital, da precessão e obliquidade do eixo da terra para os últimos 40 milhões de anos (Hinnov & Hilgen, 2012).

Os gráficos que se seguem foram construídos através deste modelo, La2004, e as oscilações dos parâmetros astronómicos foram comparadas com os resultados obtidos no presente estudo, respeitante especificamente à associação de foraminíferos planctônicos tropicais, sua variação e abundância relativa (figura 9.6).

Observando as oscilações dos parâmetros astronómicos ao longo dos 100 mil anos estudados é possível reconhecer as ciclicidades e periodicidades dos mesmos. A excentricidade orbital apresenta um mínimo e um máximo (aos 5,59 Ma e quase aos 5,53 Ma, respetivamente), representando meio ciclo em pouco menos de 60 mil anos, correspondente à periodicidade mínima de aproximadamente 100 mil anos por ciclo. A obliquidade do eixo da Terra regista dois mínimos (pouco depois dos 5,59 Ma e dos 5,55 Ma) e dois máximos (pouco depois dos 5,57 Ma e quase aos 5,52 Ma), ilustrando a sua periodicidade de aproximadamente de 41 mil anos. A precessão apresenta cinco picos mínimos, os dois primeiros com menor expressividade (pouco depois dos 5,6

Ma, aos 5,58 Ma, 5,56 Ma, 5,54 Ma e 5,52 Ma) e cinco picos máximos, também os dois primeiros com menor significância (aos 5,59 Ma, 5,57 Ma, 5,55 Ma, 5,53 Ma e 5,51 Ma), correlacionáveis com a ciclicidade periódica deste parâmetro, que completa um ciclo a cada 19 mil anos, aproximadamente.

Comparando as oscilações das abundâncias das associações planctônicas com as variações dos parâmetros astronômicos (figura 9.6) verifica-se que especialmente o movimento de precessão do eixo da Terra influencia as associações planctônicas.

Quando a precessão atinge valores mínimos, correspondendo a máximos da insolação no hemisfério norte, assiste-se a significativos aumentos percentuais de espécies de foraminíferos de águas tropicais (podendo atingir cerca de 30% da associação de foraminíferos). Quando a precessão é máxima, correspondendo ao mínimo da insolação no hemisfério norte, a abundância de foraminíferos de águas tropicais diminui para valores perto de 0%.

Adicionalmente, o movimento de precessão é condicionado pelo grau de excentricidade orbital terrestre: quando a excentricidade é mínima as variações do movimento de precessão são pouco significativas, enquanto se a excentricidade for máxima, as variações entre o máximo e o mínimo da precessão serão mais expressivas.

Esta relação observa-se na parte inferior da secção estudada, dos 5,6 Ma aos 5,58 Ma, em que a excentricidade regista valores mínimos e a variação da oscilação da precessão é pouco significativa, bem como desde sensivelmente os 5,55 Ma aos 5,52 Ma em que a excentricidade orbital apresenta valores máximos, e as variações da precessão são mais acentuadas.

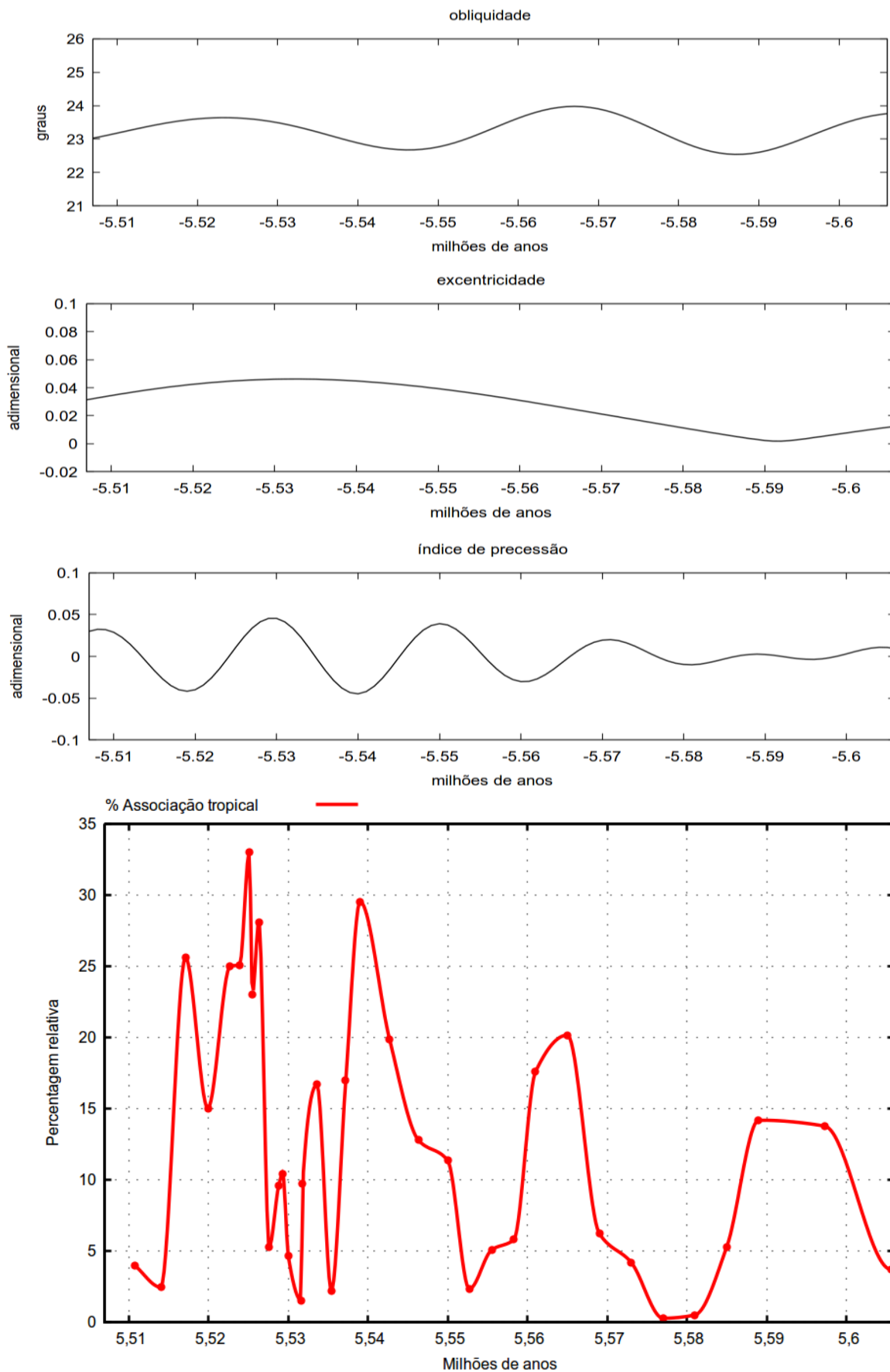


Figura 9.6: Variação dos parâmetros astronômicos terrestres entre os 5,6 Ma e os 5,5 Ma de acordo com o modelo nominal La2004 (Laskar *et al.*, 2004) e variações da associação planctônica tropical. Os valores para os parâmetros astronômicos podem ser descarregados a partir do website <http://www.imcce.fr/Equipes/ASD/insola/earth/earth.html>.

Assim, verifica-se menor abundância de espécies tropicais no intervalo em que a precessão mínima é menos acentuada, (pouco depois dos 5,6 Ma e aos 5,58 Ma) e maior abundância de espécies tropicais nos intervalos de precessão mínima mais acentuada (aos 5,54 Ma e aos 5,52 Ma).

A predominância da associação de água fria ao longo do intervalo estudado indica clima frio. A associação temperada acompanhando a evolução da associação tropical, com maior representatividade, torna-se predominante em breves períodos indicando aquecimento (clima temperado). Estes períodos coincidem com máximos na associação tropical, que coincidem com os momentos de precessão mínima (insolação máxima). Por outro lado, a associação tropical regista valores mínimos coincidentes com os momentos de precessão máxima (insolação mínima), como se observa no topo do intervalo estudado (aos 5,51 Ma), em que a precessão do eixo da Terra está muito próxima do seu máximo e se regista novamente um acentuado arrefecimento, com a percentagem da associação temperada a descer para 20% e a tropical aproximando-se de 0%.

#### **9.4. Mudanças climáticas**

A abundância das associações planctónicas fria, temperada e tropical, permite caracterizar períodos mais quentes ou mais frios. Por sua vez, os dados geoquímicos realizados aos sedimentos (isotópicos e PC1U) são relacionáveis com períodos húmidos e secos.

Neste sub-capítulo apresenta-se a tabela 5, que sumariza as mudanças climáticas ocorridas do lado atlântico dos corredores Béticos entre os 5,6 Ma e os 5,5 Ma, bem como os gráficos das associações planctónicas, do número de foraminíferos por grama, de isótopos de oxigénio, da curva de PC1U e da precessão do eixo da Terra com os períodos quentes e frios e os períodos húmidos e secos, assinalados com cores, para observar a relação entre os mesmos (figura 9.7).

Verifica-se que os períodos frios denunciados pelas associações planctónicas correspondem aos períodos secos de Van den Berg *et al.*, (2015), com maior aridez e acarreo sedimentar siltoso, e que os intervalos em que as associações planctónicas, especialmente a tropical, acusam subidas das temperaturas, coincidem com os períodos de maior humidade e menor acarreo sedimentar siltoso.

Observa-se ainda a relação destes com o movimento de precessão do eixo da Terra: quando a precessão é máxima, correspondendo ao mínimo da insolação no hemisfério norte, o clima é relativamente frio e seco; quando a precessão é mínima, correspondendo ao máximo da insolação, o clima é quente e húmido, observando-se nestes momentos o aumento de espécies tropicais e do número de foraminíferos por grama.

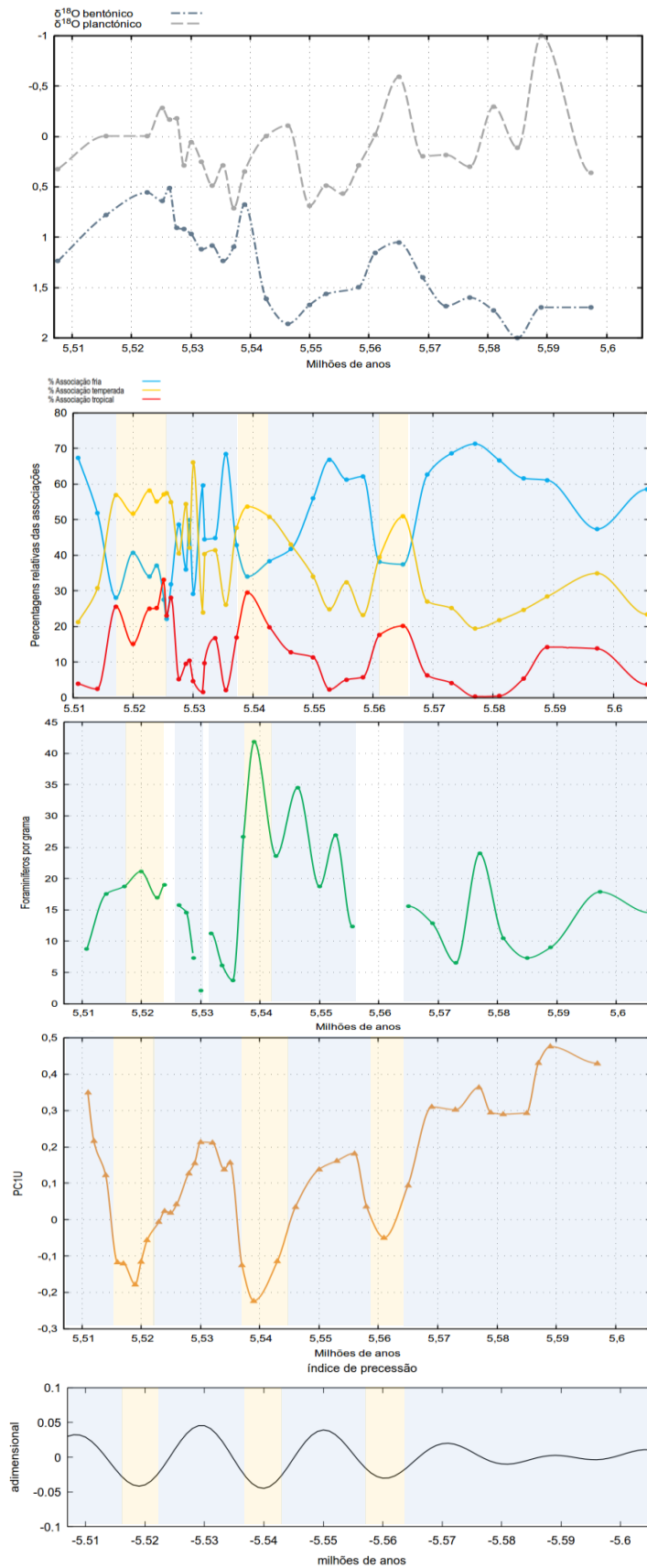


Figura 9.7: Comparação da abundância das associações planctônicas, registo isotópico, PC1U e movimento de precessão do eixo da Terra. A amarelo estão assinalados os períodos quentes e húmidos e a azul os períodos frios e secos.



Tabela 5: Resumo das variações astronómicas, oscilações das associações planctónicas e mudanças climáticas que caracterizam o intervalo entre 5,6 Ma e 5,5 Ma.

Idade (Ma)	MTMY-1 (m)	Excentricidade	Obliquidade	Precessão	Insolação	Domínio associações	Associação tropical	$\delta^{18}\text{O}$ bentónico	Clima
5,6 - 5,58	182 - 180,5	Mínima (5,59 Ma)	Mínima (5,59 Ma)	Máxima (5,59 Ma)	Mínima (5,59 Ma)	Fria	$\pm 10\%$	Alto	Frio e seco
5,58 - 5,57	180,5 - 179		Máxima (5,57 Ma)	Máxima (5,57 Ma)	Mínima (5,57 Ma)	Fria	$\pm 5\%$	Alto	Muito frio e seco (Glaciação TG 14)
5,57 - 5,56	179 - 178			Mínima (5,56 Ma)	Máxima (5,56 Ma)	Temperada	$\pm 20\%$	Baixo	Temperado e pouco húmido (Interglaciár)
5,56 - 5,55	178 - 176		Mínima (5,55 Ma)	Máxima (5,55 Ma)	Mínima (5,55 Ma)	Fria	$\pm 5\%$	Alto	Frio e seco (Glaciação TG 12)
5,55 - 5,54	176 - 174			Mínima (5,54 Ma)	Máxima (5,54 Ma)	Temperada	30% (5,54 Ma)	Alto	Muito húmido e quente (Interglaciár)
5,54 - 5,53	174 - 172	Máxima (5,53 Ma)		Máxima (5,53 Ma)	Mínima (5,53 Ma)	Fria	$\pm 10\%$	Baixo	Frio e seco
5,53 - 5,52	172 - 168		Máxima (5,52 Ma)	Mínima (5,52 Ma)	Máxima (5,52 Ma)	Temperada	$\pm 30\%$	Baixo	Quente e húmido
5,52 - 5,51	168 - 165			Máxima (5,51 Ma)	Mínima (5,51 Ma)	Fria	$\pm 10\%$	Baixo	Frio e seco



## 10. Conclusões

O estudo das associações de foraminíferos planctónicos e das suas variações ao longo da sondagem de Motemayor-1 entre os 5,6 Ma e os 5,5 Ma (dos 182,5 m aos 165 m de profundidade), quando comparados com as oscilações dos parâmetros astronómicos, permitiram a confirmação da influência dos mesmos nas mudanças climáticas, representadas pelas alternâncias na abundância relativa das associações fria, temperada e tropical de foraminíferos, tal como se verifica com outros indicadores paleoambientais e paleoclimáticos apresentados em trabalhos anteriores, nomeadamente o registo isotópico de oxigénio, as análises XRF aos sedimentos e o registo palinológico.

As variações na composição química dos sedimentos foram indicadas como representativas da alternância entre períodos mais secos (insolação mínima) e períodos húmidos (insolação máxima), e portanto, expressando as oscilações máximas e mínimas do movimento de precessão do eixo da Terra, respetivamente.

As oscilações da abundância das associações de foraminíferos planctónicos típicos de águas frias, temperadas e tropicais estão de acordo com os dados isotópicos de oxigénio e refletem um aumento progressivo da temperatura das águas (superficiais e profundas), evoluindo de um ambiente mais frio para temperado quente, voltando no topo da secção analisada a tendência para o arrefecimento.

Há predomínio de espécies de águas frias (como *Globigerina bulloides* e *Neogloboquadrina acostaensis*) durante as glaciações TG 14 e TG 12, bem como se regista um aumento máximo da abundância de espécies tropicais (*Globigerinoides extremus*, *G. immaturus*, *G. quadrilobatus*, *G. triloba* e *G. sacculifer*) em cinco momentos, período relacionável com o dos ciclos de precessão do eixo da terra (~ 21 mil anos) e coincidentes com o registo dos mesmos (aos 5,59 Ma, 5,57 Ma, 5,55 Ma, 5,3 Ma e 5,51 Ma).

Assim, as variações na abundância das associações de foraminíferos planctónicos da sondagem de Montemayor-1 entre os 5,6 Ma e os 5,5 Ma (dos 182,5 m aos 165 m de profundidade) ocorridas do lado atlântico dos corredores Béticos correlacionam-se com as mudanças climáticas caracterizadas pela alternância entre períodos áridos e húmidos causadas principalmente pela ciclicidade do movimento de precessão do eixo da Terra.

O estudo da abundância de espécies planctónicas de águas frias, temperadas e tropicais, conjugado com resultados geoquímicos (análises isotópicas e XRF) permite caracterizar para o intervalo investigado, as seguintes mudanças climáticas (tabela 5):

- 5,6 a 5,58 Ma (182,5 a 180,5 m), clima frio e seco;
- 5,58 a 5,57 Ma (180,5 a 179 m), clima muito frio e seco (glaciação TG 14);
- 5,57 a 5,56 Ma (179 a 178 m), clima temperado e pouco húmido (interglacial);
- 5,56 a 5,55 Ma (178 a 176 m), clima frio e seco (glaciação TG 12);
- 5,55 a 5,54 Ma (176 a 174 m), breve período de clima muito húmido e quente (interglacial);
- 5,54 a 5,53 Ma (174 a 172 m), clima frio e seco;
- 5,53 a 5,52 Ma (172 a 168 m), clima quente e húmido;
- 5,52 a 5,51 Ma (168 a 165 m, topo do intervalo estudado), clima frio e seco.



## 11. Bibliografia

- Armstrong, H. & Brasier, M. (2005) – *Microfossils*. 2nd Edition, Blackwell Publishing Ltd. ISBN 0-632-05279-1, Chapter 15, pp.142-188.
- Banner, F.T. & Blow, W.H. (1965) – *Progress in the planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene*. Nature, London, vol. 208 (5016), no.1, pp.164-166.
- Benson, R.H., Rakic-El Bied K. & Bonaduce, G. (1991) – *An important current reversal (influx) in the Rifian corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: The end of Tethys ocean*. Paleoceanography, 6, pp.165-192, doi:10.1029/90PA00756.
- Berger, W.H. (1978) – *Oxygen-18 stratigraphy in deep-sea sediments: additional evidence for the deglacial meltwater effect*. Deep-Sea Res., vol. 25, pp.473-480.
- Berggren, W.A. (1978) – *Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy, biochronology, and biogeography: Atlantic Ocean*. Micropaleontology, vol. 24, no.4.
- Bigg, G.R. & Wadley, M.R. (2001) – *Millennial-scale variability in the oceans: An ocean modelling view*. J. Quat. Sci., vol. 16, pp.309-319, doi:10.1002/jqs.599.
- Bigg, G.R., Jickells, T.D., Liss, P.S. & Osborn, T.J. (2003) – *The role of the oceans in climate*. Int. J. Climatol., 23, 1127-1159, doi:10.1002/joc.926.
- Blow, W.H. (1969) – *Late Middle Miocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. Bronnimann, P., & Renz, H.H., (Eds.), First International Conference on Planktonic Microfossils, Proc., vol. 1, pp.199-422, pis.1-54, text-figs.1-43.
- Blow, W.H. & Banner, F.T. (1962) – *Fundamentals of Mid-Tertiary Stratigraphical Correlation, Pt. 2. The Mid-Tertiary (Upper Eocene to Aquitanian) Globigerinaceae*. In Eames, F.E., Banner, F.T., Blow, W.H. & Clarke, W., Cambridge Univ. Press.
- Braga, J.C., J.M. Martín & J. Aguirre (2002) – *Tertiary. Southern Spain*. The Geology of Spain, edited by W. Gibbons & T. Moreno. Geol. Soc., London, pp. 320-327.
- Civis, J., Dabrio, C.J., González-Delgado, J.A., Goy, J.L., Ledesma, S., Pais, J., Sierro, Braga, J.C., Martín J.M., & Aguirre J. (2002) - *Southern Spain. Tertiary*. W. Gibbons & T. Moreno (Ed.), The Geology of Spain. Geol. Soc., London, pp. 320-327.
- Civis, J., Dabrio, C.P., González-Delgado, J.A., Goy, J.L., Ledesma, S., Pais, J., Sierro, F.J. & Zazo, C. (2004) – *Cuenca del Guadalquivir*. In: *Geología de España*. VERA, J.A. (Ed.), Sociedad Geológica de España; Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, pp. 543-550.
- Clark, P.U., Pisias, N.G., Stocker, T.F. & Weaver, A.J. (2002) – *The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change*. Nature, 415, pp. 863-869, doi:10.1038/415863a.
- Coplen, T.B. (1994) – *Reporting of stable hydrogen, carbon and oxygen isotopic abundances*. Pure Appl. Chem., 66, pp. 273-276.
- Craig, H. (1961) – *Isotopic variations in meteoric waters*. Science, 133, pp. 1702-1703.
- Darling, K.F., Wade, C.M., Kroon, D. & Leigh Brown, A.J. (1997) – *Planktic foraminiferal molecular evolution and their polyphyletic origins from benthic taxa*. Marine Micropaleontology, 30, pp. 251-266.
- De Vargas, C., Zaninetti, L., Hilbrecht, H. & Pawlowski, J. (1997) – *Phylogeny and rates of molecular evolution of planktonic foraminifera: SSU rDNA sequences compared to the fossil record*. J. Mol. Evol. 45 (3), pp. 285-294.
- Emiliani, C. (1955) – *Pleistocene temperatures*. Journal of Geology 63, pp. 538-575.

Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. A. & Urey, H. C. (1953) – *Revised carbonate-water isotopic temperature scale*. Geological Society of America Bulletin 64, pp. 1315-1325.

Faegri, K. & Iversen, J. (1989) – *Textbook of Pollen Analysis*. New York, Wiley, 340 p.

Fauquette, S., Suc, J.-P., Bertini, A., Popescu, S.-M., Warny, S., Bachiri Taoufi, N., Perez Villa, M.-J., Chikhi, H., Subally, D., Feddi, N., Clauzon, G. & Ferrier, J. (2006) – *How much did climate force the Messinian salinity crisis? Quantified climatic conditions from pollen records in the Mediterranean region*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 238, pp. 281-301, doi:10.1016/j.palaeo.2006.03.029.

Fleisher, R.L. (1974) – *Cenozoic planktonic foraminifera and biostratigraphy, Arabian Sea*. Deep Sea Drilling Project, Leg 23B; In: Whitmarsh, R.B., Weser, O.E., & Ross, D.A (Eds.): *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 23*, Washington, pp. 1001-1071.

Fletcher, W.J., Boski, T. & Moura, D. (2007) – *Palynological evidence for environmental and climatic change in the lower Guadiana valley, Portugal, during the last 13000 years*. The Holocene, vol. 17, pp. 481-494, doi:10.1177/0959683607077027.

Fletcher, W.J., Sanchez Goñi, M.F., Peyron, O. & Dormoy, I. (2010) – *Abrupt climate changes of the last deglaciation detected in a western Mediterranean forest record*. Climate of the Past, vol. 6, pp. 245-264, doi:10.5194/cp-6-245-2010.

Flecker, R., Krijgsman, W., Capella, W., de Castro Martins, C., Dmitrieva, E., Mayser, J.P., Marzocchi, A., Modestu, S., Lozano, D.O., Simon, D., Tulbure, M., van den Berg, B., van der Schee, M., de Lange, G., Ellam, R., Govers, R., Gutjahr, M., Hilgen, F., Kouwenhoven, T., Lofi, J., Meijer, P., Sierro, F.J., Bachiri, N., Barhoun, N., Alami, A.C., Chacon, B., Flores, J.A., Gregory, J., Howard, J., Lunt, D., Ochoa, M., Pancost, R., Vincent, S., Yousfi, M.Z., (2015) – *Evolution of the Late Miocene Mediterranean Atlantic gateways and their impact on regional and global environmental change*. Earth Science Reviews, doi:10.1016/j.earscirev.2015.08.007.

Grimm, E.C. (1987) – *CONISS: A FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares*. Computers & Geosciences, vol. 13, pp. 13-35, doi:10.1016/0098-3004(87)90022-7.

Haq, B.U., Hardenbol & J., Vail, P.R. (1987) – *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic*. Science 235, pp. 1156-1167.

Hemleben, C., Spindler M. & Anderson, O.R. (1989) – *Modern Planktonic Foraminifera*. New York: Springer-Verlag, doi: 10.1007/978-1-4612-3544-6.

Hernández-Molina, F.J., Serra N., Stow D.A.V., Llave E., Ercilla G., & Rooij, D. Van (2011) – *Along-slope oceanographic processes and sedimentary products around the Iberian margin*. Geo Mar. Lett., 31, pp. 315-341, doi:10.1007/s00367-011-0242-2.

Hodell, D.A., Benson, R.H., Kent, D.V., Boersma, A., & Rakic-El Bied, K. (1994) – *Magnetostratigraphic, biostratigraphic, and stable isotope stratigraphy of an Upper Miocene drill core from the Sale Briqueterie (northwestern Morocco): A high-resolution chronology for the Messinian stage*. Paleooceanography, vol. 9, pp. 835-855, doi:10.1029/94PA01838.

Hinnov, L.A. & Hilgen, F.J., (2012) – *Cyclostratigraphy and Astrochronology*. The Astronomical Time Scale, Chapter 4, doi:10.1016/B978-0-444-59425-9.00004-4.

Iaccarino, S.M., Bertini, A., Di Stefano, A., Ferraro, L., Gennari, R., Grossi, F., Lirer, F., Manzi, V., Menichetti, E., Ricci Lucchi, M., Taviani, M., Sturiale, G. & Angeletti, L. (2008) – *The Trave section (Monte dei Corvi, Ancona, Central Italy): An integrated paleontological study of the Messinian deposits*. Stratigraphy, vol. 5, no. 3-4, pp. 281-306.

- Imbrie, J. & Imbrie, J.Z., (1980) – *Modeling the climatic response to orbital variations*. Science, vol. 207, pp. 943-953, February.
- Jiménez-Moreno, G., Head, M.J., & Harzhauser, M. (2006) – *Early and middle Miocene dinoflagellate cyst stratigraphy of the central Paratethys – Central Europe*. Journal of Micropaleontology, vol. 25, pp. 113-139, doi:10.1144/jm.25.2.113.
- Jiménez-Moreno, G., Suc, J.-P. & Fauquette, S. (2010) – *Miocene to Pliocene vegetation reconstruction and climate estimates in the Iberian Peninsula from pollen data*. Review of Palaeobotany and Palynology, vol. 162, pp. 403-415, doi:10.1016/j.revpalbo.2009.08.001.
- Jiménez-Moreno G., Pérez-Asensio J.N., Larrasoña J.C., Aguirre J., Civis J., Rivas-Carballo M.R., Valle-Hernández M.F. & González-Delgado J.A. (2013) – *Vegetation, sea-level, and climate changes during the Messinian salinity crisis*. Geological Society of America Bulletin, 125, no. 3-4, pp. 432-444, doi: 10.1130/B30663.1.
- Kennett, J.P., & Srinivasan, M.S. (1983) – *Neogene Planktonic Foraminifera, A Phylogenetic Atlas*. University of Rhode Island. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania.
- Krijgsman, W. & Langereis, C. (2000) – *Magnetostratigraphy of the Zobzit and Koudiat Zarga sections (Taza-Guercif basin, Morocco): implications for the evolution of the Rifian Corridor*. Marine and Petroleum Geology, 17 (3), pp. 359-371.
- Krijgsman W., Gaboardi S., Hilgen F.J., Iaccarino S., Kaenel de, S., & Van der Laan, E. (2004) – *Revised astrochronology for the Ain el Beida section (Atlantic Morocco): No glacio-eustatic control for the onset of the Messinian Salinity Crisis*. Stratigraphy, vol. 1, no. 1, pp. 87-101.
- Larrasoña, J.C., González-Delgado, J.A., Civis, J., Sierro, F.J., Alonso-Gavilán, G., Pais, J. (2008) – *Magnetobiostratigraphic dating and environmental magnetism of Late Neogene marine sediments recovered at the Huelva-1 and Montemayor-1 boreholes (lower Guadalquivir basin, Spain)*. Geo-Temas, vol. 10, pp. 1175-1178.
- Larrasoña J.C., Liu Q., Hu P., Roberts A.P., Mata P., Civis J., Sierro F.J. & Pérez- Asensio J.N. (2014) – *Paleomagnetic and paleoenvironmental implications of magnetofossil occurrences in late Miocene marine sediments from the Guadalquivir Basin, SW Spain*. Front. Microbiol. 5:71, doi: 10.3389/fmicb.2014.00071.
- Laskar, J. (1991) – *Predictability, Stability, and Chaos in N-Body Dynamical Systems*. Springer US., pp. 93-114.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, J., Gastineau, M., Correia, A.C.M. & Levrard, B. (2004) – *A numerical solution for the insolation quantities of the Earth*. Astronomy and Astrophysics, vol. 428, pp. 261 & 285.
- Legoinha, P. (2001) – *Biostratigrafia de Foraminíferos do Miocénico de Portugal (Baixo Tejo e Algarve)*. Dissertação de Doutoramento. Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Lisboa, pp. 189-206.
- Loeblich, Jr., A.R., & Tappan, H. (1974) – *Recent advances in the classification of the Foraminifera*. In: *Foraminifera*, 1. Hedley, R.H., & Adams, C.G. (Eds.). Academic Press, London, pp. 1-53.
- Loeblich, A.R., & Tappan, H. (1987) – *Foraminiferal Genera and Their Classification*, vol. 1-2, Van Nostrand Reinhold, New York.
- Loeblich Jr, A.R. & Tappan, H. (1988) – *Foraminiferal Genera and their Classification*. Van Nostrand Reinhold, New York.

- Loeblich, A.R. & Tappan, H. (1992) – *Present Status of foraminiferal classification*. In: *Studies in Benthic Foraminifera*. Takayangi, Y & Saito, T (Eds.). Proceedings of the Fourth International Symposium on Benthic Foraminifera, Sendai, 1990 (Benthos '90), Tokai University Press, Tokyo, Japan, pp. 93-102.
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Shackleton, N.J., Laskar, J., Wilson, D.S. (2004) – *The Neogene Period*. In: *Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.), A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 409-440.
- Mackensen, A. (2008) – *On the use of benthic foraminiferal  $\delta^{13}\text{C}$  in palaeoceanography: constraints from primary proxy relationships*. Austin, W.E.N. & James, R.H. (Eds) *Biogeochemical Controls on Palaeoceanographic Environmental Proxies*. Geological Society, London, Special Publications, 303, pp. 121-133.
- Martín, J.M., Braga, J.C. & Betzler, C. (2001) – *The Messinian Guadalhorce Corridor: The last northern, Atlantic-Mediterranean gateway*. Terra Nova, vol. 13, pp. 418-424, doi:10.1046/j.1365-1212.2001.00376.x.
- Nelson, C.H. (1990) – *Estimated post-Messinian sediment supply and sedimentation rates on the Ebro continental margin, Spain*. Mar. Geol., vol. 95, pp. 395-418, doi:10.1016/0025-3227(90)90126-5.
- Pérez-Asensio, J.N. (2012) – *Paleoecological and paleoceanographic study of Messinian deposits from the lower Guadalquivir Basin (SW Spain)*. PhD Thesis. Universidade de Granada, Spain.
- Pérez-Asensio, J.N., Aguirre, J., Schmiedl, G. & Civis, J. (2012a) – *Impact of restriction of the Atlantic-Mediterranean gateway on the Mediterranean Outflow Water and eastern Atlantic circulation during the Messinian*. Paleoceanography, 27, PA322, doi:10.1029/2012PA002309.
- Pérez-Asensio, J.N., Aguirre, J., Schmiedl, G. & Civis, J. (2012b) – *Messinian paleoenvironmental evolution in the lower Guadalquivir Basin (SW Spain) based on benthic foraminifera*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 326-328: pp. 135-151, doi:10.1016/j.palaeo.2012.02.014.
- Pérez-Asensio, J.N., Aguirre, J., Moreno-J., G., Schmiedl, G. & Civis, J. (2013) – *Glacioeustatic control on the origin and cessation of the Messinian salinity crisis*. Global and Planetary Change, 111: pp. 1-8, doi: 10.1016/j.gloplacha.2013.08.008.
- Poore, R.Z. & Berggren, W.A. (1975) – *The morphology and classification of Neoglobobulimina atlantica (Berggren)*. Journal Foraminiferal Research, 29, pp. 76-84.
- Pinardi, N. & E. Masetti (2000) – *Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: A review*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 158, pp. 153-173, 816 doi:10.1016/S0031-0182(00)00048-1.
- Rohling, E.J. (2001) – *The dark secret of the Mediterranean - a case history in past environmental reconstruction*, <http://www.highstand.org/erohling/DarkMed/dark-title.html> (última visita: 27 de Julho de 2016).
- Rohling, E. J., & Cooke, S. (1999) – *Stable oxygen and carbon isotope ratios in foraminiferal carbonate*. B.K. Sen Gupta (Ed.), Modern foraminifera (pp. 239-258). Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Academic.
- Ryan, W.B.F., (2009) – *Decoding the Mediterranean salinity crisis*. Sedimentology 56: pp. 95-136. doi:10.1111/j.1365-3091.2008.01031.x.



Shackleton, N.J. (1977) – *<sup>13</sup>C in Uvigerina: tropical rainforest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycles*. Anderson, N., Malahof, A. (Eds.), *Fate of Fossil Fuel CO<sub>2</sub> in the Oceans*. Plenum, New York, pp. 401-427.

Shackleton, N.J. & Opdyke, N.D. (1973) – *Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238. Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 106 year scale*. Quaternary Research 3, pp. 39-55.

Shackleton, N.J., Hall, M.A., & Pate, D. (1995) – *Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846*. Pisias, N.G., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Volume 138: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, pp. 5-21.

Sierro, F.J. (1984) – *Foraminiferos Planctónicos y Bioestratigrafía del Mioceno Superior – Plioceno del Borde Occidental de la Cuenca del Guadalquivir (S.O. de España)*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, Facultad de Ciencias, pp. 1-391.

Sierro, F.J., Flores, J.A., Civis, J., González-Delgado, J.A., Francés, G. (1993) – *Late Miocene globorotaliid event-stratigraphy and biogeography in the NE-Atlantic and Mediterranean*. Marine Micropaleontology 21, pp. 143-168.

Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A., Civis, J., (1996) – *Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain)*. Friend, P., Dabrio, C.J. (Eds.), *Tertiary Basins of Spain*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 339-345.

Sierro, F.J., Hilgen, F.J., Krijgsman, W. & Flores, J.A. (2001) – *The Abad composite (SE Spain): a Messinian reference section for the Mediterranean and the APTS*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 168(1), pp. 141-169.

Sierro, F.J. & Zazo, C. (2004) – *Cuenca del Guadalquivir*. Geología de España (Vera, J.A., Ed), SGE-IGME, Madrid, 543-550.

Sierro, F.J. et al. (2005) – *Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events*. Paleoceanography, 20, PA2019, doi:10.1029/2004PA001051.

Seears, H. (2011) – *Biogeography and Phylogenetics of the Planktonic Foraminifera*. PhD Thesis. University of Nottingham, pp. 15-181.

Sen Gupta, B.K. (1999b) – *Systematics of modern Foraminifera*. In: *Modern Foraminifera* (ed. Sen Gupta, B. K.). Kluwer Academic Publishers, pp. 7-36.

Stute, M. (2008) – *Stable Isotopes*, [http://www.ldeo.columbia.edu/~martins/isohydro/stab\\_iso1.html](http://www.ldeo.columbia.edu/~martins/isohydro/stab_iso1.html), (última visita a 18 de Setembro de 2016).

Thiede, J., Winkler A., Wolf-Welling T., Eldholm O., Myhre A.M., Baumann K.H., Henrich R., & Stein, R. (1998) – *Late Cenozoic history of the polar North Atlantic: Results from ocean drilling*. Quat. Sci. Rev., 17, pp. 185-208, doi:10.1016/S0277-3791(97)00076-0.

Van Assen, E., Kuiper, K., Barhoun, N., Krijgsman, W. & Sierro, F. (2006) – *Messinian astrochronology of the Melilla Basin: stepwise restriction of the Mediterranean - Atlantic connection through Morocco*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 238(1), pp. 15-31.

Van der Laan, E., Snel E., Kaenel de E., Hilgen F. J., & Krijgsman, W. (2006) – *No major deglaciation across the Miocene-Pliocene boundary: Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Loulja sections (Bou Regreg area, NW Morocco)*. Paleoceanography, 21, PA3011, doi:10.1029/2005PA001193.

Van der Laan, E., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., Kaenel de, E., Gabori, S. & Iaccarino, S. (2012) – *Astronomical forcing of Northwest African climate and glacial history during the late Messinian*

(6.5-5.5 Ma). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, pp. 313-314: 107-126, doi: 10.1016/j.palaeo.2011.10.013.

Van den Berg, Bas C.J., Sierro, F.J., Hilgen, F.J., Flecker, R., Larrasoana, J.C., Krijgsman, W., Flores, J.A., Mata, M.P., Bellido Martín, E., Civis, J. & González-Delgado, J.A., (2015) – *Astronomical tuning for the upper Messinian Spanish Atlantic margin: disentangling basin evolution, climate cyclicity and MOW*. *Global and Planetary Change*, pp. 135: 89-103, doi: 0.1016/j.gloplacha.2015.10.009.

Vidal, L., Bickert, T., Wefer, G., & Röhl, U. (2002) – *Late Miocene stable isotope stratigraphy of SE Atlantic ODP Site 1085: Relation to Messinian events*. *Marine Geology*, vol.180, pp. 71-85, doi:10.1016/S0025-3227(01)00206-7.

Wüst, G. (1961) – *On the vertical circulation of the Mediterranean Sea*. *J. Geophys. Res.*, 66, pp. 3261-3271, doi:10.1029/JZ066i010p03261.